



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE GEOCIENCIAS

**CARACTERIZACIÓN DE LOS EVENTOS HIDROTERMALES DE
MINERALIZACIÓN EN LOS YACIMIENTOS AU-AG EN LA SIERRA
MADRE OCCIDENTAL, EJEMPLOS EN LA ZONA DE BACIS Y LA
CIÉNEGA**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
(MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA)

PRESENTA

GUSTAVO ADOLFO RAMÍREZ SALAMANCA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. GILLES PIERRE RENE LEVRESSE

CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM

QUERÉTARO, MÉXICO

DICIEMBRE DE 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Declaración de ética académica

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

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Gustavo Adolfo Ramírez Salamanca', written in a cursive style. The signature is positioned above a horizontal line.

Gustavo Adolfo Ramírez Salamanca

CONTENIDO

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	3
2. OBJETIVOS	5
2.2 Objetivos específico.	5
3. MARCO GEOLÓGICO	6
3.1 Geología regional	6
3.1.1 Basamento.....	6
3.1.2 Magmatismo Laramide o Complejo Volcánico Inferior (CVI)	7
3.1.3 Supergrupo Volcánico Superior (SVS), Magmatismo extensional temprano.....	8
3.1.4 Mineralización	8
3.2 Geología local	8
3.2.1 Distrito Bacis.....	9
3.2.2 Distrito de La Ciénega.....	10
4. METODOLOGÍA	12
4.1 Trabajo de Campo	13
4.2 Petrografía y metalografía.....	13
4.3 U-Pb en Circones con LA-ICP-MS.....	13
4.4 Análisis Ar/Ar	15
4.5 Análisis K-Ar	16
4.6 Estudio de inclusiones fluidas.	17
4.7 Decriptometría de inclusiones fluidas.....	17
4.8 Análisis de MEB en cloritas y estimación de temperatura de cristalización	18
5. RESULTADOS	19
5.1 Nueva descripción geológica petrográfica de las formaciones geológicas encontradas en los distritos mineros de Bacis y La Ciénega.	19
5.1.1 Distrito Bacis descripción geológica y petrográfica.....	19
5.1.2 Distrito La Ciénega descripción geológica y petrográfica.....	26
5.1.3 Comparación de columnas estratigráficas de los distritos mineros de Bacis y La Ciénega.	33
5.2 Nuevos datos geocronológicos U-Pb y K-Ar para unidades litológicas descritas en los distritos mineros de Bacis y La Ciénega	35
5.2.1 Distrito Bacis.....	35

5.2.2 Distrito La Ciénege.....	40
5.3 Nuevas columnas cronoestratigráficas de los distritos Bacis y La Ciénege.....	46
5.4 Descripción geológica y petrográfica de las estructuras mineralizadas de los distritos mineros de Bacis y La Ciénege.....	48
5.4.1 El distrito minero de Bacis.....	48
5.4.2 El distrito minero de La Ciénege.....	52
5.5 Petrografía de inclusiones fluidas	60
5.5.1 Petrografía de inclusiones fluidas en Bacis.	60
5.5.2 Petrografía de inclusiones fluidas en La Ciénege.	61
5.6 Resultados microtermométricos de inclusiones fluidas	63
5.6.1 Distrito minero de Bacis.	63
5.6.2 Resultados microtermométricos de inclusiones fluidas en el distrito minero de La Ciénege.	64
5.7 Resultados de microtermometría por decriptometría en cuarzos de las vetas mineralizadas de los distritos mineros de Bacis y La Ciénege.....	65
5.8 Química y cálculo de temperatura con el geotermómetro en cloritas de los eventos de mineralización.	66
5.8.1 Resultados del cálculo de temperatura con el geotermómetro en cloritas del distrito minero de Bacis.....	66
5.8.2 Resultados del cálculo de temperatura con el geotermómetro en cloritas del distrito minero de La Ciénege.....	68
5.9 Calculo de presiones mediante isocoras de Inclusiones fluidas.....	69
5.10 Geocronología de los eventos de mineralización.....	71
5.10.1 Distrito minero de Bacis	71
5.10.2 Distrito minero de La Ciénege.	71
6. DISCUSIÓN.....	73
6.1 Nueva columna cronoestratigráfica del distrito minero de Bacis.....	73
6.2 Nueva columna cronoestratigráfica del distrito minero de La Ciénege.....	75
6.3 Correlación estratigráfica entre los distritos mineros de San Dimas, La Ciénege y Bacis.....	76
6.4 Cronología de las etapas de mineralización.....	79
6.5. Caracterización mineralógica de las diferentes etapas de mineralización	79
7. CONCLUSIONES.....	84
BIBLIOGRAFÍA.....	87

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Localización del distrito minero de Bacis y del distrito minero de La Ciénega	4
Figura 5.1 . Mapa geológico de la zona de Bacis	19
Figura 5.2 A: sucesión de lutitas con areniscas. B: muestra de mano de nivel de arenisca. C y D: fotomicrografías de la arenisca en sección delgada con luz transmitida	20
Figura 5.3 A: afloramiento de monzogranito. B: muestra de monzogranito, se. C y D: fotomicrografías en sección delgada con luz transmitida del monzogranito.....	21
Figura 5.4. A: afloramiento de andesita porfídica. B: muestra de mano andesita porfídica. C y D: fotografías en sección delgada con luz transmitida de la andesita porfídica.....	22
Figura 5.5 A. contacto entre ignimbrita gris e ignimbrita fisural rosada. B: contacto discordante de basalto con ignimbrita gris. C: afloramiento de ignimbrita gris. D: muestra de ignimbrita gris con fragmentos de pómez. E y F: fotomicrografías con luz transmitida de la ignimbrita gris.....	23
Figura 5.6.A: afloramiento de Ignimbrita fisural, B: muestra de ignimbrita fisural. C y D: fotografías en sección delgada con luz transmitida de la ignimbrita rosa.....	24
Figura 5.7. A: vista panorámica del domo riolítico B: muestra de riolita. C y D: fotografías en sección delgada con luz transmitida.....	25
Figura 5.8 Mapa geológico de la zona de La Ciénega	26
Figura 5.9. A: afloramiento de secuencia sedimentaria B: muestra de mano de arenisca. C y D: fotomicrografías con luz transmitida de la arenisca.....	27
Figura 5.10. A: afloramiento de dique porfídico B: muestra de mano de dique de andesita porfídica. C y D: fotomicrografías de luz transmitida de la muestra de dique porfídico.	28
Figura 5.11. A: afloramiento de andesita B: muestra de mano de andesita. C y D: fotomicrografías con luz transmitida en muestra de andesita n.....	29
Figura 5.12. A: afloramiento de Andesita Baluarte B: muestra de mano de andesita Baluarte. C y D: fotomicrografías con luz transmitida de la muestra de andesita Baluarte	30
Figura 5.13. A: afloramiento de Ignimbrita Llanito B: muestra de mano de Ignimbrita Llanito. C y D: fotomicrografías con luz transmitida de la muestra de Ignimbrita Llanito.....	31
Figura 5.14. A: afloramiento del domo riolítico. B: muestra de mano del domo riolítico. C y D: fotomicrografías con luz transmitida de la muestra del domo riolítico.	32
Figura 5.15. A: afloramiento de Ignimbrita Ciénega. B: muestra de mano de ignimbrita Ciénega. C y D: fotomicrografías con luz transmitida de la ignimbrita Ciénega.....	33
Figura 5.16. Columnas estratigráficas esquemáticas de los distritos mineros de Bacis y La Ciénega.	34
Figura 5.17. Diagrama de concordia y diagrama de densidad de frecuencia de las edades obtenidas en los análisis de los circones de la muestra de arenisca (BAC-1).	36
Figura 5.18. Diagrama de concordia y diagrama de media ponderada de las edades obtenidas en los análisis de los circones de la muestra de monzogranito (BAC-2).....	37
Figura 5.19. Diagrama de concordia y diagrama de media ponderadas de las edades obtenidas en los análisis de los circones de la muestra de andesita (BAC-3).....	37
Figura 5.20. Diagrama de concordia y diagrama de media ponderada de las edades obtenidas de los análisis de los circones de la muestra de ignimbrita gris (BAC-4).....	38
Figura 5.21. Diagrama de concordia y diagrama de media ponderada de las edades obtenidas de los análisis en los circones de la muestra de ignimbrita fisural (BAC-5)	39
Figura 5.22. Diagrama de concordia y diagrama de densidad de frecuencia de las edades obtenidas de los análisis en los circones de la muestra de arenisca (LC-11).....	40
Figura 5.23. Diagrama de concordia y diagrama de media ponderada de las edades obtenidas en los circones de la muestra de dique porfídico (LC-10)	41
Figura 5.24. Diagrama de concordia y diagrama de media ponderada de las edades obtenidas en los circones de la andesita del Eoceno (LC-06)	42
Figura 5.25. Diagrama de concordia y diagrama de media ponderada de las edades obtenidas en análisis de los circones de la Andesita Baluarte (LC-20	43
Figura 5.26: Diagrama de concordia y diagrama de media ponderada de las edades obtenidas de los análisis en los circones de Ignimbrita Llanito (LC-22).....	44
Figura 5.27. Diagrama de concordia y diagrama de media ponderada de las edades obtenidas de los análisis en los circones del domo riolítico (LC-17).....	45
Figura 5.28. diagrama de concordia y diagrama de media ponderada de las edades obtenidas de los análisis en los circones de Ignimbrita lítica (LC-08).....	45
Figura 5.29. Columnas cronoestratigráficas de los distritos mineros de Bacis (izquierda) y La Ciénega (derecha).	47

Figura 5.30. Ubicación del domo riolítico con vetas hidrotermales mineralizadas en el distrito minero de Bacis	48
Figura 5.31. A. veta tabular con etapas de apertura y relleno. B: enjambre de vetillas con etapas de relleno y cierre. C. Brecha	48
Figura 5.32. A: muestra de mano donde se observan una vetilla de Qz con sulfuros y parte de la alteración sericitica de la roca caja. B: muestra donde se observan vetillas de calcedonia con sulfuros y la alteración argilica en la roca caja.	49
Figura 5.33. Fotomicrografías de la mineralización en vetillas del distrito minero de Bacis.	51
Figura 5.34. A. imagen de EDX, donde se observa galena (Gn), esfalerita (Sph) y acantita (Ag). B. imagen de EDX de inclusión de electrum (Au), asociado a galena (Gn) dentro de un cristal de pirita (Py), con crecimientos de esfalerita (Sph). C. grafica de composición elemental del punto medido en la imagen A. D; gráfica de composición elemental del punto medido en la imagen B.	52
Figura 5.35. Ubicación mina La Ciénega, vetas mineralizadas en riolita en superficie.	53
Figura 5.36. A: fotografía de falla NW cortando vetas E-W emplazadas en andesitas. B: fotografía de veta cortando litología de andesita. C: brecha hidrotermal cortando la litología del domo riolítico. D: fotografía de veta cortando la litología del domo riolítico	53
Figura 5.37. A. fotografía de muestras provenientes de la veta con sulfuros y fragmentos de la roca caja de andesita con alteración propilitica penetrativa. B: fotografía de brecha hidrotermal en andesita con fragmentos de la roca caja con alteración sericitica.	54
Figura 5.38. fotografía de domo riolítico cortado por vetillas de cuarzo, clorita y sulfuros.. B: brecha hidrotermal en el domo riolítico con fragmentos de la roca caja.....	54
Figura 5.39. fotomicrografías de la mineralización en vetillas E-W del distrito minero de La Ciénega.	56
Figura 5.40. fotomicrografías de la mineralización en vetillas NNW-SSE del distrito minero de La Ciénega	58
Figura 5.41. imagen de EDX y grafica de composición elemental de análisis puntual de las mineralizaciones en el distrito minero de La Ciénega. D-E-F: fotomicrografías en SEM-EDX y grafica de composición elemental de análisis puntual en acantita como inclusión en esfalerita.	59
Figura 5.42: A: inclusión fluida primaria, bifásica, con forma prismática en cristal de fluorita. B: inclusiones fluidas primarias, bifásicas, con formas ovaladas dentro de cristal de fluorita	60
Figura 5.43: A-B-C-D: inclusiones fluidas primarias en cristales de Qz con textura en peine., E-F: inclusiones fluidas primarias paralelas al crecimiento de los cristales de Qz con textura mosaico)....	61
Figura 5.44: A-B: inclusiones fluidas primarias en cristales de Qz con textura en peine de las vetas en la litología de andesita. C-D: inclusiones fluidas primarias, se desarrollan paralelos al crecimiento de los cristales de Qz con textura en peine de las vetas en la litología de andesitas. E-F: inclusiones fluidas primarias, se desarrollan paralelos al crecimiento de Qz con textura en peine de las vetas que cortan el domo riolítico.	62
Figura 5.45: graficas de distribución de Temperatura de homogenización (Th) Vs Temperatura final de fusión (Tm), histogramas de Tm y Th. A-B: inclusiones fluidas primarias en cristales de fluoritas. C-D: inclusiones fluidas primarias en cristales de cuarzo.	63
Figura 5.46: graficas de distribución de Temperatura de homogenización (Th) Vs Temperatura final de fusión (Tm) en las vetas del distrito minero de La Ciénega. histogramas de Tm y Th. A-B: inclusiones fluidas primarias en cuarzos de las vetas emplazadas en rolitas. C-D: inclusiones fluidas primarias en cristales de cuarzo de las vetas emplazadas en las andesitas.....	65
Figura 5.47: diagrama de decriptometría de las muestras del distrito minero de Bacis y La Ciénega.66	
Figura 5.48. A-B: fotomicrografías en luz transmitida y luz reflejada, donde se observa la asociación de Qz+Chl+Sph+Py. C: diagrama de clasificación de cloritas basado en Zane y Wiess (1998). D: histograma de temperaturas de cristalización de las mediciones de clorita de las vetas mineralizadas del distrito minero de Bacis. Cuarzo (Qz), clorita (Chl), esfalerita (Sph), pitita (Py), miembro final de clinocloro (b), miembro final de la chamosita (b')	67
Figura 5.49. A-B: fotomicrografías en luz transmitida y luz reflejada, donde se observa la asociación de Qz+Chl+Sph en vetillas del nivel 2340 m. C-D: fotomicrografías en luz transmitida y luz reflejada, donde se observa la asociación de Qz+Chl+Gn en vetillas del nivel 1960 m. E: diagrama de clasificación de cloritas basado en Zane y Wiess (1998). F: histograma de temperaturas de cristalización de las mediciones de clorita de las vetas mineralizadas del distrito minero de La Ciénega	69
Figura 5.50. Diagrama para cálculo de presión de formación en las cloritas asociadas a la mineralización del distrito minero de Bacis.	70
Figura 5.51. Diagrama para cálculo de presión de formación en las cloritas asociadas a la mineralización del distrito minero de La Ciénega. I.....	71

Figura 5.52. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en adularia presente en las vetillas mineralizadas del domo riolítico	72
Figura 6.1. Relación de columnas cronoestratigráficas. De Izquierda a derecha se encuentran San dimas ubicándose hacia el W, La Ciénega y Bacías ubicada hacia el E	78
Figura 6.2. Evolución geológica de los distritos mineros de La Ciénega y Bacis durante el Eoceno y el Oligoceno.....	83

LISTA DE TABLAS

Tabla 4.1 Resumen de las técnicas analíticas utilizadas, junto con equipos, numero de muestras y laboratorios	12
Tabla 5.1. Asociaciones minerales presentes en las vetas del distrito de Bacis.	50
Tabla 5.2. Paragénesis mineral de las vetas E-W del depósito de La Ciénega	55
Tabla 5.3. Paragénesis mineral de las vetas NNW-SSE del depósito de La Ciénega	57

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Petrografía

Anexo 2. Geocronología U-Pb

Anexo 3. Estudios de inclusiones fluidas

Anexo 4. Análisis de microsonda en cloritas

Anexo 5. Resultados de los experimentos de decriptometría

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecer al Dr. Gilles Levresse, miembro principal de mi compite tutorial, que me otorgó y facilitó todos los recursos, la confianza depositada, sus aportes y sugerencias para hacer de este un buen proyecto de tesis de maestría.

Agradezco también al jefe de exploración Leonardo Chagoyán del del Grupo Bacis, y al superintendente de exploración Marcelino Rodríguez de la Minera Mexicana La Ciénega, S.A del Grupo Fresnillo. Que facilitaron la logística, acompañamiento y extracción de muestras durante las visitas a las minas.

Agradezco también a través del pueblo mexicano al Concejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada durante mis estudios. Asimismo, a las instituciones que otorgaron los proyectos de investigación PAPIIT-UNAM "IV1000117" y CONACYT "CB 237745".

Agradezco también al Dr. Luca Ferrari y el Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego por sus aportes y apreciaciones a lo largo del proyecto, que sirvieron para mejorar aspectos de este trabajo.

Le agradezco también a el Dr. Carlos Ortega y el Dr. Luigi Solari, por su apoyo en los análisis de LA-ICPMS. También al Sr. Juan Tomás Vázquez Ramírez por todas las láminas que preparó para el desarrollo de este proyecto. A la Dra. Noemi Salazar por el apoyo durante los experimentos en el microscopio electrónico de barrido (MEB), y a la MSc Gabriela Hernandez Quevedo y la Dra. Tereza Orozco, por su apoyo en los analisis Ar/Ar.

Gracias por toda la ayuda recibida por los integrantes de la secretaria del posgrado: Blanca y Armando. También a todo el personal administrativo del Centro de Geociencias.

Agradezco a mi familia, en especial a mis padres, tíos y hermanos por el apoyo recibido durante el proceso de esta maestría desde el comienzo hasta el final.

Por último, y no menos importante a mis amigos y compañeros en México por los momentos compartidos. Y a mi familia y pareja Arlin, por su apoyo, cariño y comprensión y paciencia durante todo este tiempo.

RESUMEN

Los distritos mineros de Bacis y La Ciénega son depósitos epitermales de Au-Ag localizados en la Sierra Madre Occidental (SMO), México. La mineralización en ambos distritos está relacionada a estructuras NNW-SSE del Oligoceno que exhiben una tasa Ag/Au promedio de 133 para Bacis y 22.5 para La Ciénega. Adicionalmente, el distrito minero de La Ciénega presenta un evento de mineralización Ag-Pb-Zn previo, el cual se emplazó en estructuras E-W durante el Eoceno.

Para este trabajo se realizaron nuevos fechamientos U-Pb y K-Ar para las litologías presentes, fechamientos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en illita y adularia presente en la paragénesis de la mineralización, esto permite reevaluar el tiempo de los eventos hidrotermales de la mineralización y su relación con eventos magmáticos regionales. Para ambos distritos se encontraron unidades de basamento sedimentario del Triásico y Jurásico que son intruidas por plutones monzograníticos y diques porfídicos, y son cubiertas por lavas andesíticas del complejo volcánico inferior (CVI). Estas rocas son cubiertas por sucesiones de ignimbritas y cortadas por domos riolíticos del supergrupo volcánico superior (SVS). Las vetas mineralizadas de Au-Ag en ambos distritos afectan toda la columna estratigráfica, y las de Ag-Pb-Zn únicamente se hospedan en litologías del CVI.

La microtermometría de inclusiones fluidas y decriptometría es comparable en ambos distritos con rangos de temperatura de homogenización de 150 a 200 °C y 330 a 430 °C respectivamente. Estos patrones sugieren un evento de mineralización de Ag-Pb-Zn de mayor temperatura durante el Eoceno para el distrito minero de La Ciénega, y un evento de mineralización común (Au-Ag) durante el Oligoceno para ambos distritos. La composición química y temperatura de formación de la clorita asociada con la mineralización de Au-Ag muestra un rango de 260-270°C para ambos distritos, y un pico de 333°C para la mineralización de Ag-Pb-Zn. Las presiones calculadas a partir de isocoras y temperatura de formación en la clorita de ambos distritos (>1000 bar), refleja la influencia de presión litostática, y esfuerzos regionales y locales, no únicamente una columna hidrostática al momento de la formación del depósito. Las paragénesis minerales de alteración y mena ayudan a clasificarlos como epitermales con <1000m de profundidad.

ABSTRACT

The Bacis and La Ciénega districts are Au-Ag hydrothermal deposits located in the Sierra Madre Occidental (SMO) in Mexico. The mineralization in both districts is related to NNW-SSE trending structures of the Oligocene and exhibits Ag/Au ratio of 133 in Bacis district and 22.5 in La Ciénega district. Also, La Ciénega district shows a second mineralization event of Ag-Pb-Zn related to E-W structures of the Eocene.

New U-Pb and K-Ar ages from the lithologies exhibited, and K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in adularia and illite from the mineralization assemblages, allow a re-evaluation of the timing of the hydrothermal mineralizing events and their relation to regional magmatic events. In both districts the basement consists of a Lower Triassic and Upper Jurassic metasedimentary successions which are intruded by monzogranitic plutons or porphyritic dykes and overlain by andesitic lavas which belonging to the Lower Volcanic Complex (LVC). These rocks are in turn covered by an Oligocene ignimbrite succession and rhyolitic domes of the Upper Volcanic Supergroup (UVS). Mineralizing Au-Ag veins affect all the stratigraphic column, whereas Ag-Pb-Zn veins only affect to the LVC lithologies in La Ciénega mining district.

Fluid inclusion microthermometry and decreptometry studies yield comparable temperature ranges in both districts at 150 to 200°C and 330 to 430°C, suggesting the occurrence of a similar mineralizing event (Au-Ag), superposed to second event (Ag-Pb-Zn) with higher temperatures in La Ciénega mining district. The chemical composition and temperature of formation of chlorite associated with Au-Ag mineralization show a distribution of 260-270 °C to both districts, and a peak at 330 °C for Ag-Pb-Zn mineralization in La Ciénega mining district. The pressure of formation was calculated with fluid inclusion isochores and the temperature of formation of chlorites in both districts (>1000 bar). This pressure is not just related to a hydrostatic column, but also, influenced by lithostatic pressure, and the regional and local stress field at the time of formation deposit was formed. The alteration and ore assemblages allow to classify the deposits as epithermal deposits with <1000m of depth.

1. INTRODUCCIÓN

Los depósitos epitermales son una fuente importante en metales preciosos (Au-Ag) y metales base (Fe-Pb-Zn) para México y a nivel mundial. En México, la Sierra Madre occidental (SMO) alberga la mayoría de los depósitos epitermales de Au-Ag, que fueron agrupado geográficamente en el cinturón de plata (Clarke, 1986; Clarke y Titley, 1988; Camprubí 2009; Camprubí y Albinson, 2006; 2007) independientemente de sus edades de formación, incluso de su carácter genético (Camprubí et al, 2003). Los modelos de formación de los diferentes depósitos epitermales de Au/Ag estudiados en la SMO sugieren un proceso “monogenético” relacionado a subducción (Camprubí y Albinson, 2006; 2007). Recientemente, Montoya *et al*, (2019) demostraron que la génesis del distrito minero Au/Ag de San Dimas (Tayoltita) es más compleja, y que el yacimiento es formado por dos eventos de mineralización del Eoceno y Oligoceno en un contexto geodinámico caracterizado por extensión y transtensión. Dicho estudio abre la puerta a una reevaluación de los yacimientos en la región.

Para este trabajo se eligieron dos ejemplos de depósitos epitermales de Au-Ag de baja sulfuración en la SMO, los distritos mineros de Bacis y La Ciénega, ambos ubicados al NNW de San Dimas (Tayoltita) (figura 1.1) con características mineralógicas y estructurales distintas. El distrito de Bacis produce principalmente oro, extraído de fallas mineralizadas de dirección NW (Smith, 1995). El distrito de La Ciénega produce oro y plata de un enjambre de fallas mineralizadas con dirección NW a E-W (Labarthe y Barboza, 1996; De La Garza et al, 2001).

Para entender mejor estos depósitos y sus diferencias, se reevalúa la columna estratigráfica local y se caracteriza su(s) evento(s) de mineralización hidrotermal, por medio de estudios petrográficos, nuevos datos geocronológicos de U-Pb en circones y Ar/Ar en adularias, análisis de inclusiones fluidas, decriptometría en cuarzos asociados a la mineralización y geotermometría en cloritas de la mineralización.



Figura 1.1 Localización del distrito minero de Bacis (estrella roja) y del distrito minero de La Ciénega (estrella azul), las líneas de color rojo representan las vías del estado de Durango delimitado en líneas de color negro. Las estrellas amarillas representan distritos mineros similares cercanos a los estudiados durante este trabajo

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo General

- Caracterizar, ordenar temporal y litológicamente, y correlacionar las unidades litológicas presentes en los distritos mineros de Bacis y La Ciénega, con la generación de nuevas columnas cronoestratigráficas locales
- Ubicar temporalmente el o los eventos de mineralización en cada distrito e identificar las condiciones P-T de precipitación de los metales presente en cada distrito.

2.2 Objetivos específico.

- Describir de manera general las unidades litológicas desde el basamento hasta el Supergrupo Volcánico Superior presentes en los distritos mineros de Bacis y La Ciénega.
- Obtener edades de formación de cada litología mediante estudios de geocronología de U-Pb en circones o K-Ar en roca total.
- Caracterizar mineralógica y texturalmente los eventos de mineralización presentes en cada distrito
- Determinar temperaturas mínimas de formación de los fluidos responsables de la mineralización y su salinidad, mediante microtermometría de inclusiones fluidas
- Mediante decriptometría de inclusiones fluidas, determinar las temperaturas máximas de estabilidad de las inclusiones fluidas de la mineralización
- Determinar temperaturas de formación de la mineralización mediante el geotermómetro mineral de clorita, realizando análisis en microscopio electrónico de barrido (MEB)
- Determinar edad de la mineralización usando geocronología de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1 Geología regional

La provincia fisiográfica de la SMO es un altiplano de aproximadamente 1200 km de largo, 200-400 km de ancho y elevaciones de hasta 3000 msnm. Está se extiende desde la frontera de México-USA al norte hasta la latitud 21°N, donde intercepta con la Faja Volcánica Transmexicano (FVTM; McDowell y Keizer, 1977). La parte oeste de la SMO es cortada por sistemas de fallas normales que hacen parte del rift del Golfo de California, en estas zonas de fallas la mayoría de los depósitos minerales están expuestos (Montoya et al, 2019).

Como provincia ígnea la SMO incluye rocas desde el Cretácico tardío al Mioceno. La estratigrafía de la zona se divide en dos periodos principales de actividad magmática (McDowell and Keizer, 1977; Ferrari et al 2017). El primer periodo de edad Cretácico a Eoceno se asocia con un magmatismo de arco continental relacionado a la orogenia Laramide y se denomina Complejo Volcánico Inferior (CVI) (McDowell and Keizer, 1977). El segundo periodo de actividad volcánica de edad Oligoceno – Mioceno se caracteriza por el emplazamiento del llamado Supergrupo Volcánico Superior (SVS), y es compuesto por una sucesión de volcanismo bimodal con abundantes ignimbritas fisúrales e intercalación de basalto intraplaca. El CVI y el SVS cubren de manera discordante un basamento metasedimentario y metavolcánico del Permo-Triásico (Iriondo et al, 2003) expuesto al suroeste de San Juan del Río, Durango (Ferrari et al, 2007), Triásico tardío en la parte norte de Sinaloa (Keppie et al, 2006) y Jurásico al Este de Culiacán (Mullan, 1978).

3.1.1 Basamento

Se le denomina basamento a las unidades de roca anteriores al magmatismo del arco continental Laramide, estas unidades se encuentran expuestas al oeste del estado de Sinaloa y son rocas metasedimentarias y metavolcánicas fuertemente plegadas, granitoides deformados, en algunos lugares filitas, cuarcitas, y esquistos cuarzo moscovíticos con edades desde el Permo-Triásico (Iriondo et al, 2003), Triásico tardío (Keppie et al, 2006), y Jurásico al Cretácico temprano (Henry y Fredrikson, 1987; Henry et al 2003). Estas unidades son cubiertas de manera local por calizas del Albiano-Cenomaniano (Bonneau, 1970).

3.1.2 Magmatismo Laramide o Complejo Volcánico Inferior (CVI)

Este primer periodo de magmatismo continental se asocia a la formación del arco magmático Laramide que se caracteriza por magmatismo de composición calcoalcalina que va de diorita-granodiorita junto con su contraparte volcánica andesítica a riolítica (Gastil et al., 1978; McDowell et al., 2001; Henry et al., 2003). Las rocas producto de actividad ígnea de este tiempo se pueden agrupar en (Ferrari et al, 2017) (1) rocas intrusivas de la cordillera Peninsular de Baja California, Batolito de Sonora, Batolito de Sinaloa y Batolito de Jalisco, y (2) rocas volcánicas del Cretácico tardío al Paleoceno del Complejo Volcánico Inferior (CVI) que incluyen a la Formación Tarahumara.

Los afloramientos asociados al grupo 1 como el Batolito de Sinaloa tienen edades que van desde los 101- 46 Ma (Ferrari et al 2007), estas se pueden dividir en dos grupos (Henry y Fredrikson, 1987; Henry et al, 2003), (a) Intrusiones pre- o syntectónicas, que se caracterizan por foliaciones minerales y lineaciones sugiriendo un emplazamiento anterior o durante la deformación Laramide, (b) Intrusiones post-tectónicas que son más homogéneas y masivas (Ferrari et al 2007). La distribución espacial de estos intrusivos evidencia una migración hacia el este de un arco de suprasubducción (Henry et al 2003; Ortega-Gutiérrez et al., 2014).

Las sucesiones volcánicas de este periodo están compuestas por lavas andesíticas y riolíticas del CVI (McDowell y Keizer, 1977). Sin embargo, para el sector central de la SMO (Ferrari et al, 2007) se han realizado pocos estudios radiométricos, y algunos de estos (Montoya et al, 2019) evidencian una relación cronológica de este complejo volcánico con la Formación Tarahumara en el Norte de Sonora (Rodríguez-Castañeda et al., 2018).

Después de un periodo de hiato magmático hasta finales del Eoceno (Ferrari et al 2017) se desarrollaron microcuencas donde se acumularon sedimentos continentales dando lugar a formaciones de conglomerados polimícticos como la Formación Las Palmas (Montoya et al, 2019).

3.1.3 Supergrupo Volcánico Superior (SVS), Magmatismo extensional temprano

Esté volcanismo es dominado por ignimbritas y algunas lavas riolíticas con intercalaciones en menores cantidades de lavas basálticas, dando lugar a la formación de una de las provincias ígneas silíceas más grande sobre la Tierra y la más grande del Cenozoico (Aranda Gómez et al, 2000; Bryan y Ferrari, 2013).

Las rocas que forman el SVS se emplazaron en dos episodios o “*flare-up*” ignimbríticos (Ferrari et al 2007). El primer episodio de *flare-up* es el más importante volumétricamente, presenta el desarrollo de domos riolíticos y es reconocido a lo largo de toda la provincia de la SMO. En la parte central de la SMO, estas ignimbritas presentan edades de 35 a 29 Ma (McDowell y Keitzer, 1977; Ferrari et al 2002, 2007; McDowell y McIntosh, 2012). El segundo evento se encuentra hacia las márgenes norte y sur de la SMO (Ferrari et al 2002, 2007; 2013), y se compone de ignimbritas flujos de lavas menores y depósitos de caída con edades de 24-20 Ma (McDowell y Keitzer, 1977; Ferrari et al 2002, 2007).

3.1.4 Mineralización

Los depósitos epitermales a lo largo de la SMO son principalmente de baja sulfuración y en menor medida de intermedia sulfuración, con enriquecimientos de Zn-Pb-Ag, Ag-Zn-Pb, Ag-Au+Pb+Zn+Cu, Ag-Au y Au-Ag, o de manera más resumida de metales preciosos o metales base (Camprubí et al, 2006). Estos pueden dividirse por rangos de edades en tres grupos principales: 1) entre 48-40 Ma que corresponden al inicio del volcanismo ignimbrítico en el norte de México, 2) entre 36-27 Ma, que corresponde al primer episodio de *flare up* ignimbrítico de la SMO, y 3) entre 23-18 Ma, que corresponde al segundo episodio de *flare-up* ignimbrítico de en la SMO (Camprubí et al, 2003; Camprubí y Albinson 2006)

3.2 Geología local

Los distritos mineros de Bacis y La Ciénega están ubicados en el sector central de la SMO (Ferrari et al, 2007), en el estado de Durango, 140 km en línea recta al NW de la ciudad de Durango, con coordenadas de 24°33'12"N y 105°53'13"W para el distrito minero de Bacis, y 25°2'46"N 106°20'35"W para el distrito minero de La Ciénega.

3.2.1 Distrito Bacis

Presenta un basamento de rocas sedimentarias metamorfoseadas (Smith, 1995) a metareniscas, pizarras y filitas intercaladas con horizontes delgados de andesita. El Consejo de Recursos Minerales (2000) correlaciona la parte sedimentaria del basamento con una unidad sedimentaria de edad Jurásico Medio por su similitud litológica con afloramientos en la carta de Topia, donde fue datada por bioestratigrafía con Amonitas *Tmetoceras scissum*, ubicándola en el Sinemuriano.

El magmatismo Laramide se ve representado por apófisis granodioríticos que intrusionan la secuencia sedimentaria metamorfoseada. Estos cuerpos ígneos tienen una posible relación con el Batolito de Sinaloa (Smith, 1995). La contraparte efusiva del magmatismo Laramide es representada por una secuencia volcánica andesítica a riolítica (Smith, 1995) que está en contacto a través de una discordancia con las rocas del basamento del Jurásico Medio (Consejo de Recursos Minerales, 2000). A las andesitas se les supone, por correlación estratigráfica con muestra recolectada/descrita a lo largo de la carretera Durango-Mazatlán 200 km al Sur del distrito, una edad 52 Ma (K-Ar en roca total; McDowell y Clabaugh, 1976).

El SVS yace sobre el CVI de manera discordante (Smith, 1995). Este se conforma de varios paquetes de secuencias ignimbritas de color café que intemperizan a gris. Al conjunto de ignimbritas del SVS se le supone una edad oligocena por correlación regional, de 32.1 Ma en K-Ar en roca total (a 800 m de la Ciudad de Durango, McDowell y Keizer, 1977). Domos riolíticos y brechas riolíticas se emplazan en las secuencias de ignimbritas, estos domos y brechas presentan estructuras fluidales y esferulíticas con matriz de color rosa, compacta, porfídica con matriz afanítica (Consejo de Recursos Minerales, 2000). Su edad estimada por correlación regional con la actividad de formación en caldera Chupaderos es de 28.1 a 23 Ma (K-Ar en roca total; Lyons, 1975). Finalmente, aflora una toba riolítica – ignimbritica que sobreyace las unidades anteriores. Su edad estimada por correlación regional con rocas del Grupo Carpintero es de 30.3-31.2 Ma (K-Ar en roca total; Swanson, 1974).

La mineralización en el distrito de Bacis es de Au-dominante con bajo contenido de metales base. No existe una edad radiométrica de la mineralización en el distrito de Bacis. Smith (1995) estima por correlación estratigráfica regional que podría ser

inferior a 27 Ma. El emplazamiento de la mineralización fue controlado por un sistema de fallas con rumbo variables alrededor de NW20° con echados subverticales al NE y SW (Consejo de Recursos Minerales, 2000). La mineralización se encuentra emplazada en las unidades volcánicas del CVI y SVS (Smith, 1995; Albinson et al, 2001). Los fluidos hidrotermales generaron alteraciones de oxidación y argilización con zonas donde predominan la silicificación y propilitización (Smith, 1995; Consejo de Recursos Minerales 2000). Las condiciones de formación de las vetas fueron determinadas con temperaturas de homogenización de inclusiones fluidas. El rango de temperatura es de 206-323 °C, con salinidades de 0-10,6 %wt NaCl (Albinson et al, 2001). Las fuentes de los fluidos involucrados en los procesos de mineralización presentan una composición de gases mezclada que involucra los reservorios cortical, meteórico y magmático. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de -0.6‰ hasta 6.9 ‰ y δD de -100‰ a -60‰ indican que el sistema hidrotermal es controlado principalmente por agua meteórica con un aporte de fluidos de origen magmático. A partir de la densidad de fluidos mineralizantes determinada en los estudios de inclusiones fluidas Albinson et al, (2001) sugieren profundidades mínimas de formación de 400 a 100 m. Bacis es clasificado como un epitermal que genera cuerpos mineralizados vetiformes de relleno de fisura (Consejo de Recursos Minerales, 2000) de baja sulfuración, relacionado a la mezcla de fluidos corticales, y meteóricos.

3.2.2 Distrito de La Ciénega

En el distrito de La Ciénega el basamento es una secuencia de calizas tipo graywackas con intercalaciones de areniscas y lutitas carbonáceas. Esta secuencia se estima de edad Jurásico Medio por su similitud litológica con afloramientos en la carta de Topia, donde fue datada por bioestratigrafía con amonitas *Tmetoceras Scissum*, ubicándola en la edad del Sinemuriano (Consejo de Recursos Minerales, 2000). Un afloramiento se encuentra está expuesto a 20 km al Sureste del distrito (De la Garza et al, 2001; Alonso Dávila, 2009)

El magmatismo Laramide, está formado por lavas andesíticas de textura porfídica con alteración propilitica (De la Garza et al, 2001). Labarthe y Barboza (1996) obtuvieron una edad K-Ar en roca total de 30.1 Ma. Los mismos autores cuestionan esta edad debido a que esta formación es cortada por unidades del SVS de edades más antiguas (31 Ma, K-Ar roca total; Labarthe y Barboza, 1996).

También se encuentran localmente conglomerados volcánicos que consisten en fragmentos de andesita angulares a subredondeados con alteración propilítica (De la Garza et al, 2001).

El SVS está formado por dacitas, una secuencia ignimbrítica, intrusiones riolíticas que forman domos en superficie, flujos de andesitas y tobas líticas (De la Garza, 2001). Estas unidades se les asigna edades de 31-30 Ma con K-Ar en roca total (Labarthe y Barboza, 1996).

La mineralización es de Au/Ag asociada a un sistema de vetas con rumbo NNW-SSE. Las vetas se emplazan en andesitas del CVI, riolitas y tobas del SVS, estas unidades presentan alteración silícica (riolitas) y propilítica (andesitas) (De la Garza, 2001). Las inclusiones fluidas en cuarzos de las vetas tienen temperaturas de homogenización de 149-298 °C y salinidades de 0-10%wt NaCl, estas son similares a las reportadas en Bacis. Se clasifica como un depósito epitermal de tipo adularia sericita con una edad de formación estimada por relación de cortes geológicos del Mioceno tardío (De la Garza, 2001) u Oligoceno (Camprubí et al, 2003).

4. METODOLOGÍA

En este trabajo se hace una reevaluación geológica de los depósitos epitermales de Bacis y La Ciénega, y los eventos responsables de su formación. Para esto se realiza un trabajo de campo en ambos distritos mineros, donde se observó los contactos de las diferentes formaciones sedimentarias y volcánicas; y recolectaron muestras de las diferentes unidades de roca aflorantes de la zona. El muestreo de campo se completó con un muestreo en el interior de las minas donde se tomaron muestras de las vetas mineralizadas para realizar analices y determinar las condiciones P-T de formación de la mineralización. A continuación, se describe de manera breve el trabajo realizado, los métodos y equipos usados para obtener los datos (Tabla 4.1)

Tabla 4.1 Resumen de las técnicas analíticas utilizadas, junto con equipos, numero de muestras y laboratorios

Técnicas analíticas	Equipo	Numero de muestras	Laboratorio
Petrografía	microscopio petrográfico Olympus BX-50	14	Laboratorio de Fluidos Corticales, UNAM, Querétaro, México
Metalografía	microscopio petrográfico Olympus BX-50	7	Laboratorio de Fluidos Corticales, UNAM, Querétaro, México
Cátodo luminiscencia	Reliotron cold cathode cathodoluminescence	14	Laboratorio de Fluidos Corticales, UNAM, Querétaro, México
Inclusiones fluidas	Linkam THMSG-600 acoplado a un microscopio petrográfico Olympus BX-50	7	Laboratorio de Fluidos Corticales, UNAM, Querétaro, México
Decriptometria	BGS-Decriptometer 205	3	Laboratorio de Fluidos Corticales, UNAM, Querétaro, México
EPMA (Cloritas)	Microsonda electronica	3	Laboratorio de Microscopía de la Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Morelia
LA-ICP-MS	laser Resonetic LPX 220 y cuadrupolo Thermo Serie XII ICP-MS	14	Laboratorio de Estudios isotópicos, UNAM, Querétaro, México
K-Ar	espectrómetro de fluorescencia de rayos X Philips PW 2400 con ánodo Rh y cristal LiF200 y espectrómetro de masa MM1200B	2	Instituto de Geología, UNAM, CDMX, México
Ar/Ar	Reactor de investigación enriquecido en U, Laser Innova 200-20 y espectrómetro Isotox NGX	1	Laboratorio Interinstitucional de geocronológico Ar/Ar

4.1 Trabajo de Campo

Se llevaron a cabo dos campañas de campo, una para el distrito de Bacis de dos días, y otra para el distrito de La Ciénega de tres días. Las actividades incluyeron una cartografía general de las unidades litológicas y su muestreo. También se colectaron muestras de vetas en interior mina, enfocando el trabajo en las zonas que presentaban mineralización en diferentes niveles de la mina y donde se pudiera observar claramente rasgos asociados al crecimiento y desarrollo de la veta.

4.2 Petrografía y metalografía

La mineralogía de rocas ígneas y sedimentarias fue documentada a través de observaciones en campo y petrografía. Las fases minerales fueron identificadas en un microscopio petrográfico Olympus BX-50 de luz transmitida y reflejada, equipado con una Cámara Sony Alpha 5000, y algunas de estas se confirmaron con SEM-EDX, ambos equipos en el laboratorio de Fluidos Corticales en el Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Querétaro, México (CGEO). Los análisis se realizaron sobre 14 secciones pulidas, y siete doblemente pulidas con espesor de ca. 30 μm , y 7 doblemente pulidas con un espesor de ca. 150-200 μm para los análisis de inclusiones fluidas.

4.3 U-Pb en Circones con LA-ICP-MS

Se seleccionaron un total de 14 muestras representativas de la columna estratigráfica general de ambos distritos abarcando desde el basamento hasta el SVS. Cada muestra se trituró hasta un tamaño $<250 \mu\text{m}$. Esta fracción se lavó y por decantación con el uso de una batea se separó la fracción pesada y la fracción ligera. Usando un microscopio binocular se seleccionaron y dispusieron de manera linear 100-200 circones por muestra. Finalmente se realizó una mezcla de resina epóxica que se vertió sobre los circones, esta se dejó secar durante 24 horas, luego se desbastó hasta dejar expuesto los circones.

Para elegir el lugar de las ablaciones se tomaron imágenes de catodoluminiscencia con el equipo *Reliotron cold cathode cathodoluminescence* del LFC-CGEO, para reconocer sobrecrecimientos y núcleos en los circones. Además, se tomaron imágenes de luz transmitida y reflejada con el Microscopio Olympus BX-50, para observar la superficie expuesta, el estado de preservación de los cristales y si

presentaban inclusiones de algún otro mineral. Finalmente se eligieron de 25-50 circones en muestras ígneas y 100 circones para muestras sedimentarias para analizar.

Los circones fueron analizados mediante ablación láser y un espectrómetro de masas (LA-ICP-MS) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias (LEI-CGEO). Este equipo consiste en una estación de trabajo láser excímeros de Resonetic LPX 220, 193 nm de longitud de onda que utiliza una mezcla de ArF para generar la pulsación, y un sistema óptico equipado con lentes que operan a una profundidad de 50–200 μm . Adaptado a una celda de ablación presurizada con He, que permite un rápido vaciado del material y lavado de la cámara, acoplado a un cuadrupolo Thermo Serie XII ICP-MS (Solari et al, 2009). Para este estudio se estableció un radio de 23 μm de radio de la ablación y una profundidad de 20-25 μm .

Se midieron 17 isótopos durante cada análisis, que permite cuantificar los isótopos de Pb, U y Th necesarios para realizar una medición confiable y reducción de datos para U-Pb. Adicionalmente, se midió detalladamente los elementos mayores como el Si, P, Ti, Zr y REE, los cuales pueden tener importante información acerca de la presencia de inclusiones microscópicas dentro del circón, que podrían generar resultados erróneos. Cada análisis la señal de fondo fue muestreada durante 25 s, seguido de 30 s de señal con el láser disparando a una frecuencia de 5 Hz, y una densidad de energía de ca. 8 J/cm^2 sobre el objetivo, los siguientes 25 s son usados para el lavado de la cámara con flujo de He, y reposicionamiento del equipo.

Este experimento incluyó el análisis de diferentes estándares, artificiales como Vidrio NIST SRM 612, y naturales circones estándar 91500 (1065 Ma) y Plešovice (310 Ma) para recalcular la concentración de U y Th de los circones. Las mediciones de estándares se repitieron cada 10 análisis de circones de edad desconocida hasta finalizar el experimento.

Los datos obtenidos se filtraron, y se discriminaron aquellos datos que presentaran una discordancia mayor del 20, 25 y algunos casos 30%, luego con Isoplot 3.75 (Ludwing, 2012), se graficaron diagramas de concordia (Wetherill, 1956) y medias ponderadas para las edades de cada litología.

4.4 Análisis Ar/Ar

Este análisis se realizó en una muestra de concentrado de adularia. La preparación de la muestra se realizó en el Centro de Geociencias, UNAM, Querétaro, México. La muestra se trituró y se separó a un tamaño de 420-840 μm , se lavó con agua desionizada, seguido de acetona (98%), y se secó a temperatura ambiente durante una noche. Los cristales de adularia se eligieron de manera manual bajo un microscopio binocular, se tomó una muestra de los cristales para análisis de EDS, y así asegurar un grado de pureza mayor al 99%.

La muestra fue irradiada en el reactor de investigación enriquecido en U de *McMaster University* en Hamilton, Ontario Canadá. Durante la irradiación las muestras y los monitores de flujo de neutrones se cubrieron con una cobertura de Cd para bloquear neutrones termales. El sanidino de “*Fish Canyon*” FCT-2 (28.198 ± 0.044 Ma; Kuiper et al., 2008) fue usado como monitor de fluencia. La muestra se analizó en el Laboratorio Interinstitucional de Geocronología de Argón (LIGAr), Centro de Geociencias, UNAM, Querétaro, México, usando un láser de ion de Ar coherente para extracción de gas Innova 200-20, una línea de extracción de gas automatizado con una cámara de frío y dos bombas de extracción SAES GP-50, y un multicolector de espectrómetro de masas de gases nobles Isotox NGX. Los haces de iones de isotopos de Ar son medidos simultáneamente en cuatro colectores Faraday con amplificadores de $10^{12}\Omega$ (m/z 36 hasta 39), y un colector con amplificador 1011Ω (m/z 40). Cada corrida consistió en 20 ciclos de 10 s, con un tiempo de integración de 1s, precedidas por 30 medidas de línea base con integración de 1s. Repetidas mediciones del aire esparcido dentro de la cámara, junto con la muestra desconocida fueron usadas para corregir la discriminación de Ar y contaminación de Ar atmosférico, usando una tasa $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio de 295.5 para Ar atmosférico. Cada medición de aire fue precedida por una medida de blanco.

En la reducción de datos se utilizó el software NGX-Red 1.0[®] y AgeCalc 1.0[®] desarrollado en el CICESE, Ensenada, México. Sobre las mediciones de blancos se corrigieron por discriminación de masas la medición isotópica de neutrones de argón, calcio, potasio y cloro inducidos por reacción. Los parámetros utilizados para la corrección de interferencia por reacciones de neutrón inducido fueron ($^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$) Ca = 0.016; ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) K = 2.8649. La masa 36 fue también corregida por cloro derivado ^{36}Ar [^{35}Cl (n, γ) $^{36}\text{Cl} \rightarrow ^{36}\text{Ar} + \beta^-$ con $t_{1/2} 3.01 \times 10^5$ a]. Isotopos ^{37}Ar y ^{39}Ar fueron

corregidos por decaimiento radiactivo. Se utilizaron las constantes de decaimiento recomendadas por Steiger y Jäger, (1977) para todos los cálculos, y se realizaron cálculos lineales con la ecuación presentada en York et al (2004). Todos los errores se reportan a escala de 1σ , y los errores en la integración, *plateau* y edad de isócronas incluye la incertidumbre en el parámetro J. Adicionalmente el error de la edad de isócrona incluye el mejor ajuste cuando la desviación estándar (MSWD) excede el valor de 1. Las edades integradas se calcularon adicionando fracciones durante el experimento en calentamiento por etapas. La edad *plateau* es calculada por la media ponderada de al menos tres etapas de calentamiento consecutivas que representen 50% o más del ^{39}Ar liberado que concuerda dentro del error 1σ , excluyendo la incertidumbre en J.

4.5 Análisis K-Ar

Este análisis se realizó en dos muestras, la primera es un concentrado de la matriz del domo riolítico en el distrito de Bacis, y la segunda en cristales de illita colectados dentro de una veta mineralizada en La Ciénega.

Los análisis se realizaron en el Instituto de Geología, UNAM. Las muestras fueron trituradas, tamizadas y se seleccionó la mejor fracción de (300-400 μm), lavadas, separadas la matriz por métodos magnéticos (usando un separador isodinámico Frantz), y obteniendo una fracción aún más pequeña mediante triturado con un mortero.

El contenido de K en cada muestra fue medido por fluorescencia de Rayos X (espectrómetro de fluorescencia de rayos X Philips PW 2400 con ánodo Rh y cristal LiF200) en alícuotas de 50 mg, usando una regresión específica para la medida de K en muestras de K-Ar (Solé y Enrique, 2001). La precisión analítica fue de $>2\%$. Muestras de 1-2 mg fueron desgasificadas al vacío a una temperatura de ca. 150°C por 12 h antes del análisis, esto con el objetivo de reducir la contaminación atmosférica.

El Ar se extrajo por la fusión de muestra total usando un láser de CO_2 de 50W desenfocado de 1-3 mm de diámetro. Los gases envueltos fueron mezclados con una cantidad de ^{38}Ar conocida y purificada con un sistema de enfriamiento de inmersión en nitrógeno líquido y dos bombas SAES en una línea de extracción de acero inoxidable. Las mediciones fueron hechas en un modo estático con un espectrómetro

de masa MM1200B usando un conmutador de pico electromagnético controlado por una sonda *Hall*. La precisión analítica de los picos de ^{40}Ar y ^{38}Ar fue $>0.2\%$, y la ^{36}Ar fue $>0.6\%$. Estos datos fueron calibrados con estándares internos y el material de referencia de biotita LP-6 y HD-B1.

Todas las edades fueron calculadas usando las constantes recomendadas por Steiger y Jaeger (1977). Una descripción detallada de este proceso se encuentra en Solé (2009).

4.6 Estudio de inclusiones fluidas.

Los datos de microtermometría se obtuvieron usando una platina Linkam THMSG-600 acoplada a un microscopio petrográfico Olympus BX-50 equipado con objetivos para ultra largas distancias en el Laboratorio de Fluidos Corticales –Centro de Geociencias. Este arreglo de equipos permite la observación de transición de fases en inclusiones fluidas entre -100 y $+400^\circ\text{C}$, con una precisión de $\pm 0.1^\circ\text{C}$.

Se analizaron únicamente inclusiones fluidas primarias que se asociaran a la veta mineralizada. Se siguieron los parámetros de Roedder (1984) y Van den Kerkhof and Ulrich (2001) para identificar las inclusiones fluidas primarias, describirlas y calcular sus temperaturas finales de fusión (T_m), temperatura de homogenización (T_h). Las salinidades se estimaron usando el modelo numérico de Lecumberri-Sánchez et al (2012).

4.7 Decriptometría de inclusiones fluidas.

Este análisis se realizó en tres muestras de vetas de cuarzo representativas de la mineralización. Los datos de decriptometría se obtuvieron usando el equipo BGS-Decriptometer 205 en el LFC-CGEO. Este equipo permitió registrar de manera acústica el número de decrepitaciones de inclusiones fluidas dentro de los cristales de cuarzo desde $100-800^\circ\text{C}$ en intervalos de 10°C .

Este trabajo se realizó en cuarzos de las vetas mineralizadas de ambos distritos mineros. Se seleccionaron los cuarzos que estuviera en la etapa de mineralización dentro de las vetas mineralizadas de cada distrito minero, estos cuarzos se trituraron hasta alcanzar un tamaño de grano entre 250 y $420\ \mu\text{m}$, posteriormente se separó su fracción magnética por Frantz, luego mediante *hand-picking* se separaron los cristales de cuarzo que aun presentaran impurezas u otros minerales, seguido se realizaron

cuatro lavados en ultrasonido de 10 minutos cada uno con agua desionizada, acetona, alcohol y ácido clorhídrico al 10%, y finalmente se tomó 0,6 gramos de cuarzo. La muestra se dispuso dentro del equipo, y se calentaron desde la temperatura ambiente hasta 800 °C, con una tasa de 20°/min para registrar el sonido de cada inclusión fluida al momento de decrepitar. Este proceso está descrito de manera más detallada Burlison et al (1983).

4.8 Análisis de MEB en cloritas y estimación de temperatura de cristalización

Se realizaron cuatro secciones delgadas doblemente pulidas de las vetas mineralizadas en ambos distritos para este análisis. Las secciones se revisaron con un microscopio petrográfico de luz transmitida y reflejada del LFC-CGEO, para identificar cloritas hidrotermales primarias en paragénesis con la mineralización en las vetas. Estas cloritas se analizaron mediante el uso de EDS para confirmar su composición química. Posteriormente se estas cloritas se analizaron en una microsonda electrónica Jeol JSM-IT300 acoplada a un microscopio electrónico de barrido en la ENES, Unidad Morelia, UNAM, Morelia, México, para obtener datos cuantitativos de la composición química del mineral.

Para este experimento el equipo se calibró para calcular los siguientes componentes: Cr₂O₃ (espinela), TiO₂ (Rutilo), NiO (skutterudita), FeO (hornblenda) MnO (Granate variedad espesartina), P₂O₅ (apatito), K₂O (ortoclasa), Na₂O (Albita), CaO (Hornblenda), SiO₂ (Hornblenda), Al₂O₃ (Hornblenda) y MgO (Hornblenda), y como estándar secundario se utilizó biotita.

De los datos obtenidos se calculó la temperatura de cristalización de la clorita usando la ecuación $T(^{\circ}\text{C}) = 106 \text{ Al}^{\text{iv}} \text{ corregido} + 18$, donde $\text{Al}^{\text{iv}} \text{ corregido} = \text{Al}^{\text{iv}} + 0,7(\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}))$ de Kranidiotis y McLean (1987) para cloritas saturadas en aluminio en ambientes hidrotermales.

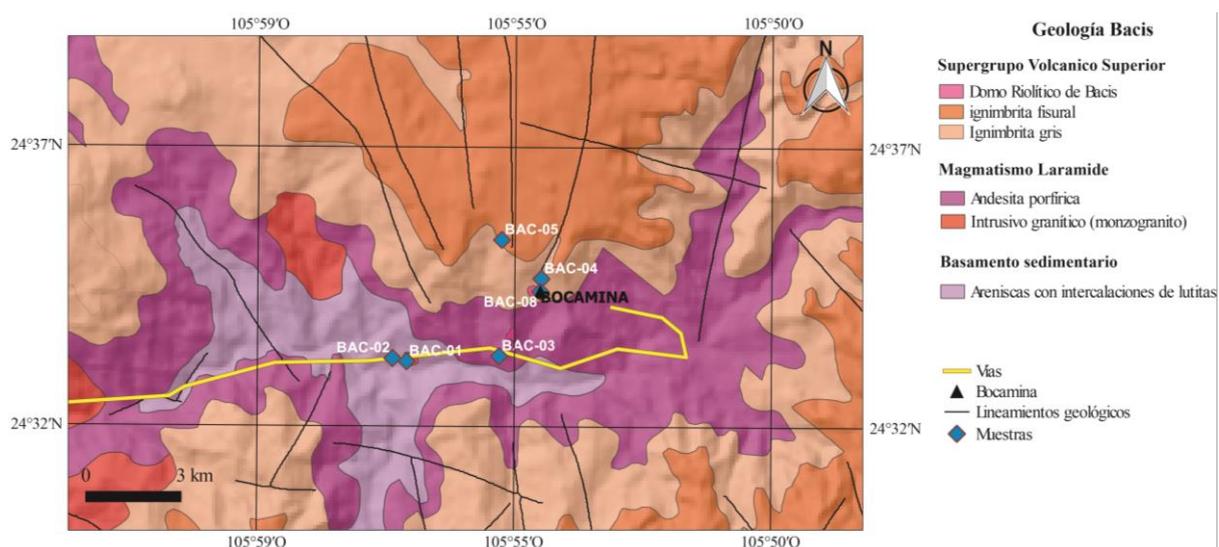
5. RESULTADOS

5.1 Nueva descripción geológica petrográfica de las formaciones geológicas encontradas en los distritos mineros de Bacis y La Ciénega.

En los distritos mineros de Bacis y La Ciénega se han realizado trabajos de cartografía general a escala 1: 50.000 (Consejo de Recursos Minerales, 2000), y reportes técnicos donde se detalla mejor las litologías presentes en los distritos (Smith, 1995; Labarthe y Barboza, 1996; De La Garza et al, 2001). En los trabajos anteriormente mencionados se describieron diferentes unidades litológicas, con edades desde el Jurásico hasta el Mioceno, que les asignan mediante relaciones geológicas y datos K-Ar en algunos casos (Labarthe y Barboza, 1996). A continuación, se describe de manera general las unidades encontradas en cada distrito. Para mayor detalle de las descripciones petrográficas de cada unidad de roca referirse al anexo 1

5.1.1 Distrito Bacis descripción geológica y petrográfica.

En el distrito minero de Bacis se muestrearon seis unidades litológicas diferentes, cinco afloran a lo largo de la terracería que comunica al poblado de Santa María de Otaez con la mina Bacis y continua a lo largo del río de los Remedios (y una dentro de la bocamina del socavón el Herrero (Figura 5.1). Estas unidades litológicas se agruparon según sus características y rango de edades en: 1) basamento sedimentario, 2) magmatismo Laramide o CVI y 3) SVS.



5.1.1.1 Basamento sedimentario

Este es el grupo litológico más antiguo de la zona de estudio, para este trabajo el basamento se toma como cualquier unidad litológica que sea anterior al magmatismo del arco Laramide (ca. 100 Ma).

Secuencia sedimentaria de arenisca con intercalaciones de lutitas

Esta unidad aflora al Oeste del distrito, por la terracería que comunica a la mina Bacis con la mina la Luz, a largo del río de los Remedios. Se encuentra como intercalaciones de areniscas y lutitas con estratificación de N80°E y echado 30°SE (S_0 en figura 5.2 A). Esta unidad se encuentra en contacto fallado con andesitas y el intrusivo granítico. En muestra de mano se observa la arenisca de color gris claro con cuarzo y algunos cristales de moscovita que sobresalen por su brillo (figura 5.2 B). petrográficamente la muestra de arenisca presenta cristales de cuarzo (85%) subredondeados con tamaños de 100-150 μm , agregados laminares de moscovita (5%) plegados de hasta 150 μm , cristales sub redondeados de feldespato potásico (3%) y plagioclasa (3%) de hasta 120 μm y agregados de clorita producto de alteración hidrotermal (3%) de 100 μm , como accesorios minerales opacos y circones (figura 5.2 C-D), presenta una matriz arcillosa (10%) esta muestra se clasifica como arenisca de cuarzo (Folk, 1974).

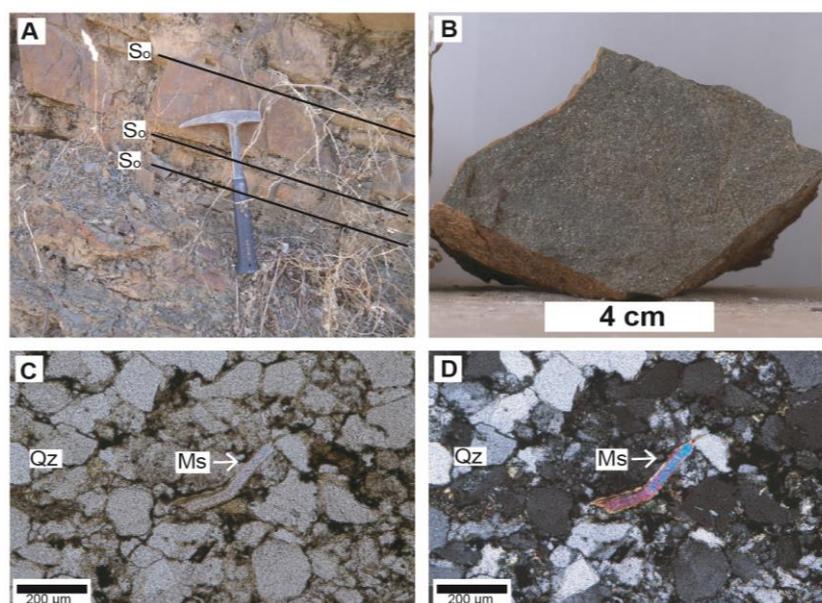


Figura 5.2 A: sucesión de lutitas con areniscas, se marca la estratificación. B: muestra de mano de nivel de arenisca. C y D: fotomicrografías de la arenisca en sección delgada con luz transmitida en nicols paralelos (NII) y nicols cruzados (NX). Cuarzo (Qz), Moscovita (Ms).

5.1.1.2 Arco continental Laramide

Este grupo litológico se conforma por rocas ígneas que se encuentran en un rango de edades desde ca. 100 Ma hasta finales del Eoceno (33 Ma).

Intrusivo granítico

Éste aflora como un cuerpo ígneo intrusivo leucocrático, de textura fanerítica, con una alteración selectivamente penetrativa. En escala de muestra de mano se observa cuarzo, plagioclasa y biotita (figura 5.3 A-B). Esta unidad corta a la secuencia sedimentaria y es cubierta por las andesitas.

Petrográficamente presenta textura hipidiomorfa, inequigranular y holocristalina, los cristales de cuarzo (36%), plagioclasa (25%) y ortoclasa (16%) son subhedrales a euhedrales con un tamaño de hasta 3mm, también se encuentran agregados laminares de biotita (23%) con pseudo formas prismáticas, posiblemente producto del reemplazamiento de hornblendas (figura 5.3 C-D). Esta unidad de roca se clasifica como monzogranito (Strekeisen,1976).

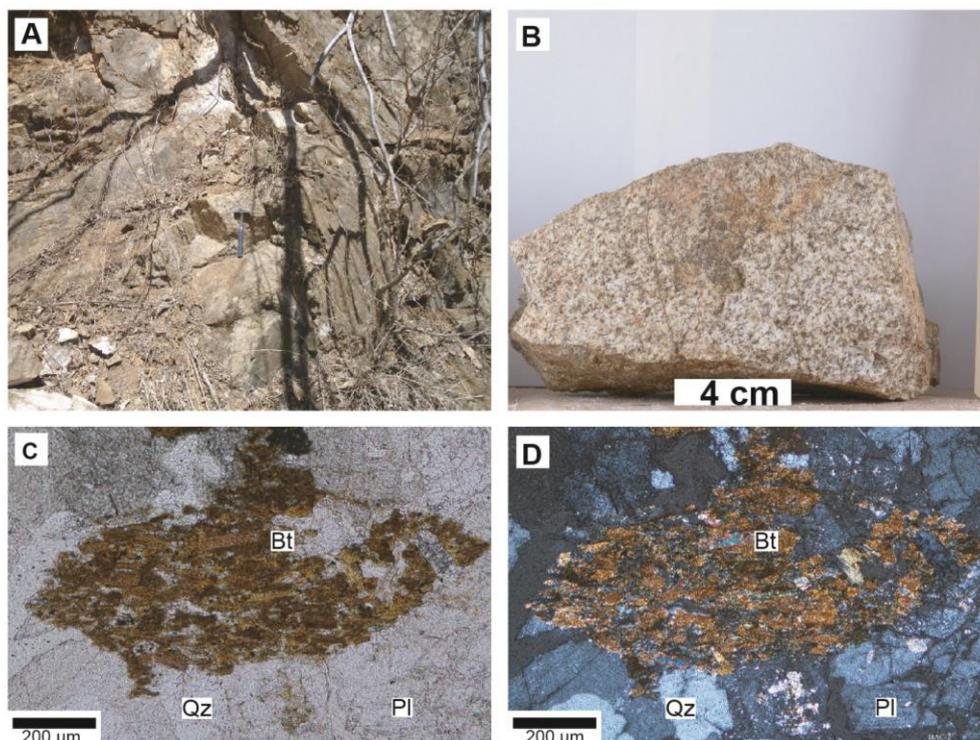


Figura 5.3 A: monzogranito con fuerte intemperismo. B: muestra de monzogranito, se observa la presencia de plagioclasa, cuarzo y biotita. C y D: fotomicrografías en sección delgada con luz transmitida en NII y NX. Se observa un pseudomorfo de hornblenda completamente reemplazado a biotita (Bt), junto con cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) alterándose a sericita

Andesita porfídica

Esta unidad de roca aflora como lavas que cubren discordantemente el basamento. Se observa como una roca de color rojizo con una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (figura 5.4 A-B), la unidad de roca se encuentra afectada por una alteración selectivamente penetrativa, y en algunos lugares se encuentra en contacto fallado con la secuencia sedimentaria, a su vez subyace de manera discordante a ignimbritas de SVS

Petrográficamente presenta una matriz criptocristalina de plagioclasa y vidrio (40%) con zonas donde se encuentra alterada, y fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (30%), ortoclasa (15%) con tamaños de hasta 5 mm, agregados laminares de biotitas (10%), con tamaños de hasta 3 mm y algunos cristales de cuarzo (5%) con tamaños de hasta 200 μm (figura 5.4 C-D). Por su composición y contenido de fenocristales, se clasifica como andesita porfídica.

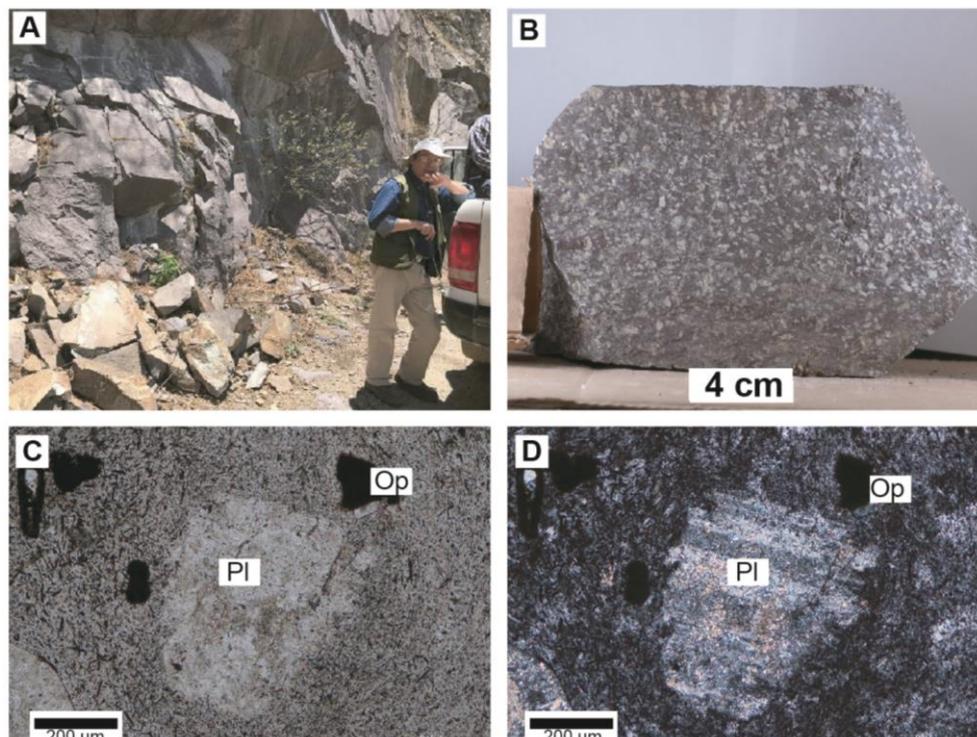


Figura 5.4. A: afloramiento de andesita porfídica. B: muestra de mano andesita porfídica. C y D: fotomicrografías en sección delgada con luz transmitida en NII y NX. Cristales de plagioclasa (Pl) y opacos (Op) siendo embebidos en una matriz criptocristalina.

5.1.1.3. Supergrupo Volcánico Superior (SVS)

Este grupo litológico está compuesto por unidades de roca que se generaron por el primer y segundo *flare-up* ignimbrítico (McDowell y Keitzer, 1977), que ocurrieron durante el Oligoceno (33.9-23.03 Ma), las litologías que se pueden encontrar aquí son secuencias de ignimbritas, domos riolíticos y en menor medida basaltos.

Ignimbrita gris

Esta unidad se encuentra como una ignimbrita de color gris claro dispuesta de manera lateral con presencia de fragmentos accidentales de andesita (figura 5.5 C-D). Esta unidad sobreyace discordantemente a la unidad de andesitas, y es cortada por una ignimbrita rosa, un domo riolítico y diques de basaltos (figura 5.5 A-B).

Petrográficamente presenta una matriz microcristalina de vidrio (70%), con cristales de cuarzo (10%), feldespato (12%), fragmentos accidentales de roca (3%) y agregados laminares de biotita (3%) (figura 5.5 E-F), fragmentos de pómez y esquirlas (2 %), como accesorio se encuentra circones y opacos.

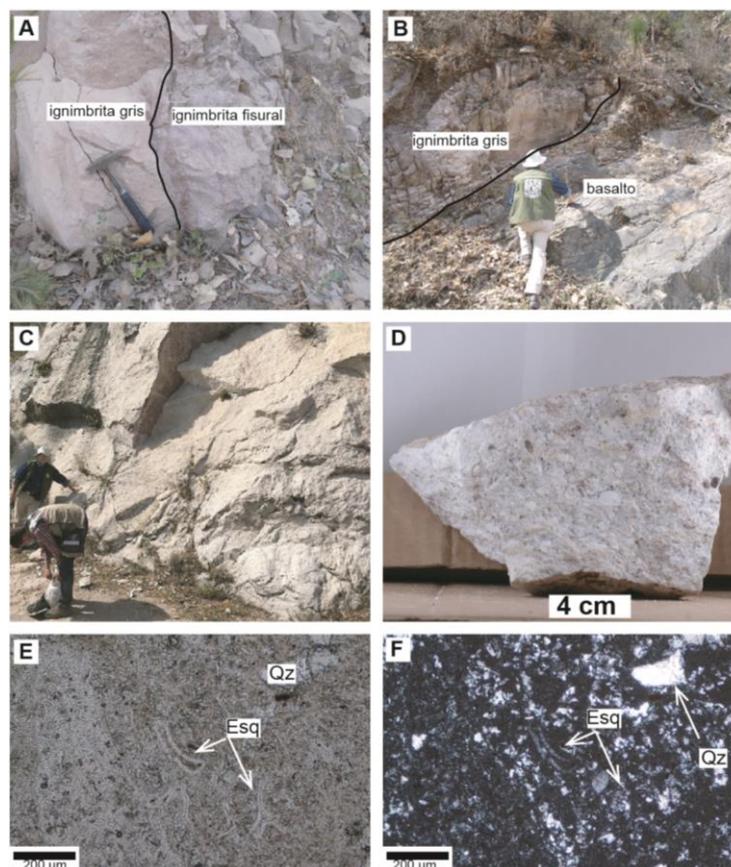


Figura 5.5 A. contacto entre ignimbrita gris e ignimbrita rosa. B: contacto discordante de basalto con ignimbrita gris. C: afloramiento de ignimbrita gris. D: muestra de ignimbrita gris con fragmentos de pómez. E y F: fotomicrografías con luz

transmitida en NII y NX, se observa cristales de cuarzo (Qz) y fragmentos de esquirlas (Esq) embebidas en una matriz microcristalina producto de desvitrificación.

Ignimbrita rosa

ignimbrita de color rojo pálido, que se emplaza cortando la ignimbrita gris y en elevaciones más altas se dispone de manera lateral, presenta una alteración poco penetrativa debido al intemperismo (figura 5.6 A). En muestra de mano se observa una matriz rosada con fragmentos de vidrio, pómez, fragmentos de roca accidentales, algunos cristales de cuarzo y agregados de biotita (figura 5.6 B).

Petrográficamente se observa una matriz criptocristalina (70%) con textura fluidal embebiendo cristales de cuarzo (10%), plagioclasa(10%), feldespato potásico (3%), fragmentos de rocas accidentales (6%) y agregados laminares de biotitas(1%) (figura 5.6 C-D).

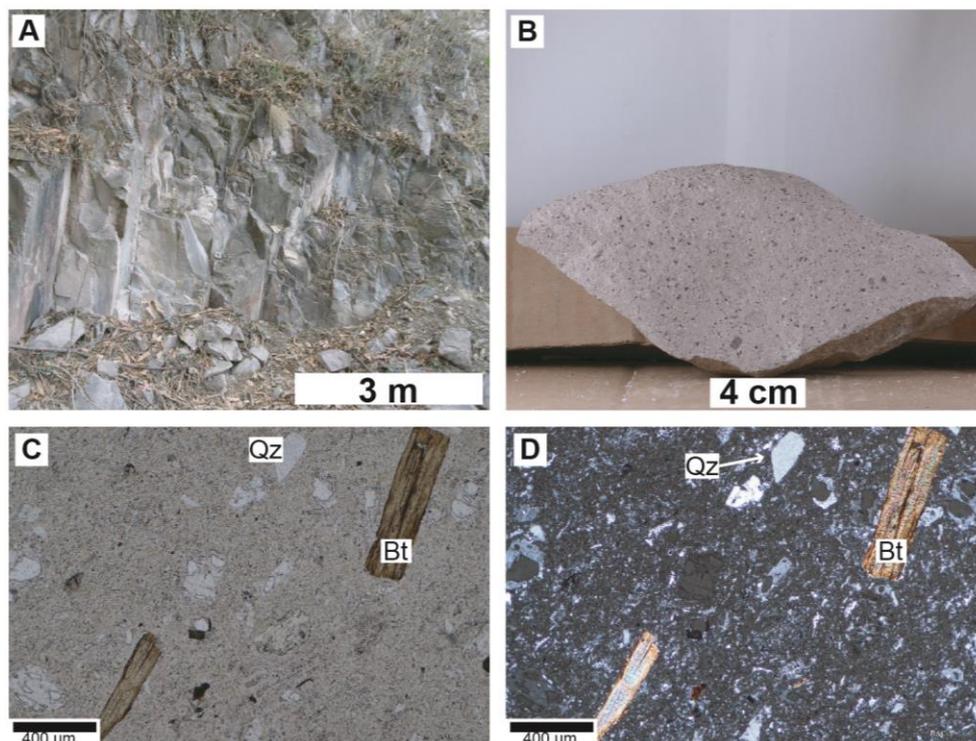


Figura 5.6.A: afloramiento de Ignimbrita rosa, B: muestra de ignimbrita fisural. C y D: fotomicrografías en sección delgada con luz transmitida en NII y NX, se observa cristales de cuarzo (Qz) y biotita (Bt) embebidos en una matriz criptocristalina.

Domo riolítico (Supergrupo Volcánico Superior)

Esta unidad de roca se encuentra como una estructura en forma de domo alargado que sobresale en el paisaje, cortando las litologías de ignimbritas previamente

mencionadas (figura 5.7 A). En la bocamina se observa con alteración selectivamente penetrativa, una matriz color rojo pálido y textura fluidal (figura 5.7 B).

Petrográficamente se observan esferulitas, cristales de cuarzo con textura mirmequítica, cristales de plagioclasa alterados parcial y completamente a sericita y carbonato, cristales de feldespato potásico y agregados de biotita alterados a clorita (figura 5.7 C-D)

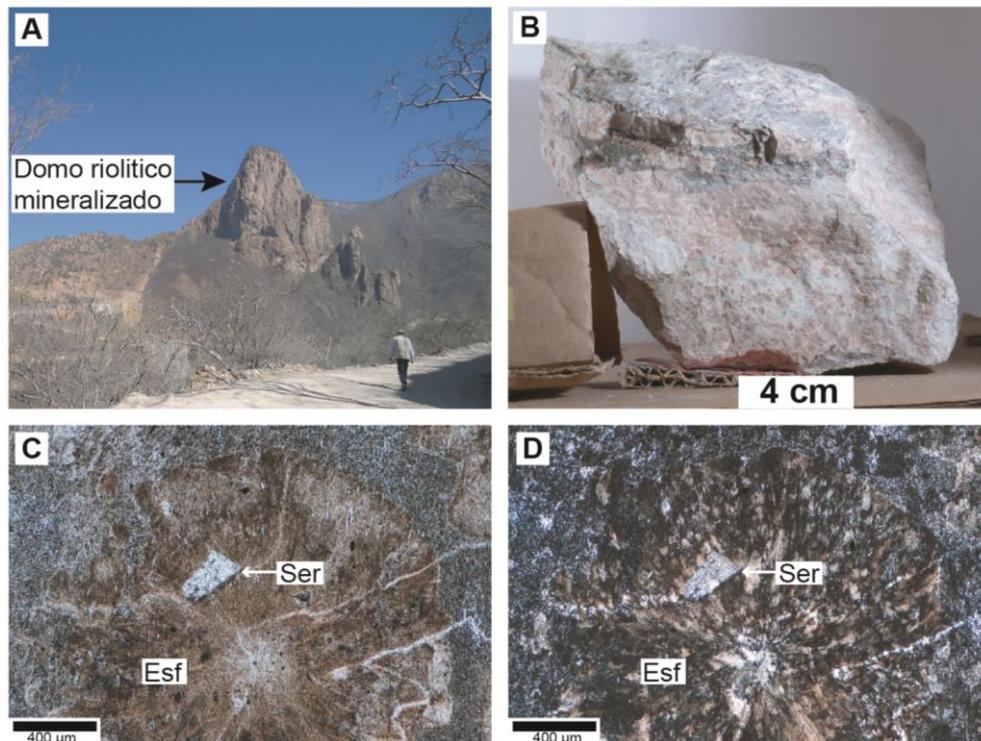


Figura 5.7. A: vista panorámica del domo riolítico B: muestra de riolita I afectada por alteración hidrotermal. C y D: fotomicrografías en sección delgada con luz transmitida en NII y NX, se observa una esferulita (Esf) con un cristal de plagioclasa alterado a sericita (Ser), embebida en una matriz criptocristalina, y son cortadas por vetillas de cuarzo.

5.1.2 Distrito La Ciénega descripción geológica y petrográfica.

En el distrito minero de La Ciénega se muestrearon siete unidades de roca diferentes, que afloran a lo largo de la terracería que comunica al poblado de Nuestra Señora de Ciénega con San Miguel de Papasquiario (figura 1.1 y figura 5.8). Las unidades de roca fueron agrupadas por sus características petrográficas y rango de edades en: 1) basamento sedimentario, 2) rocas del magmatismo Laramide o CVI y 3) SVS.

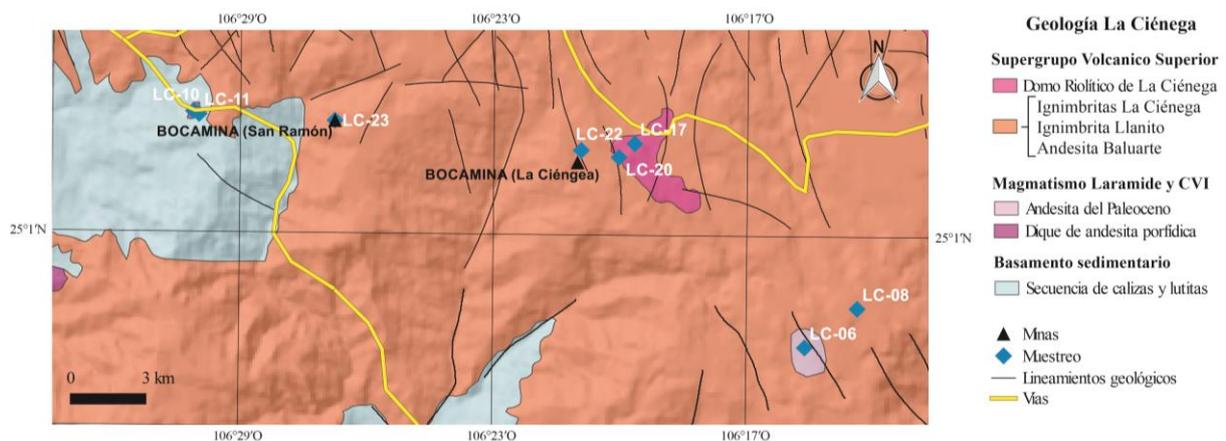


Figura 5.8 Mapa geológico de la zona de La Ciénega con la localización de las muestras tomadas en campo

5.1.2.1 Basamento sedimentario

Este grupo litológico incluye a las rocas más antiguas que se encuentran en la zona, y están siendo cortadas por diques del magmatismo de arco Laramide.

Secuencia de calizas intercaladas con lutitas y lentes de arenisca (Jurásico)

Esta unidad de roca aflora como una secuencia de calizas tipo mudstone, intercaladas por lutitas calcáreas y lentes de areniscas gris oscuros con gravas, presenta una estratificación S10°E con un echado de 45°SW (figura 5.9 A). Esta es cortada por un dique de andesita; y esta subyacente, de manera discordante a las unidades de lavas andesíticas del Paleoceno. En muestra de mano los lentes de arenisca presentan fragmentos tamaño gravas (figura 5.9 B).

Petrográficamente, los lentes de arenisca presentan un armazón (60%), fragmentos tamaño guijarro de riolitas, areniscas y granitoides (25%), y una matriz

arcillosa (15%), estos valores permiten asignarle un nombre de arenisca conglomerática lodosa. Los cristales de cuarzo del armazón son subangulares, bien calibrados con tamaños de ca. 200 μm , los cristales de feldespatos se encuentran alterados a sericita (figura 5.9 C-D), y como accesorios circones.

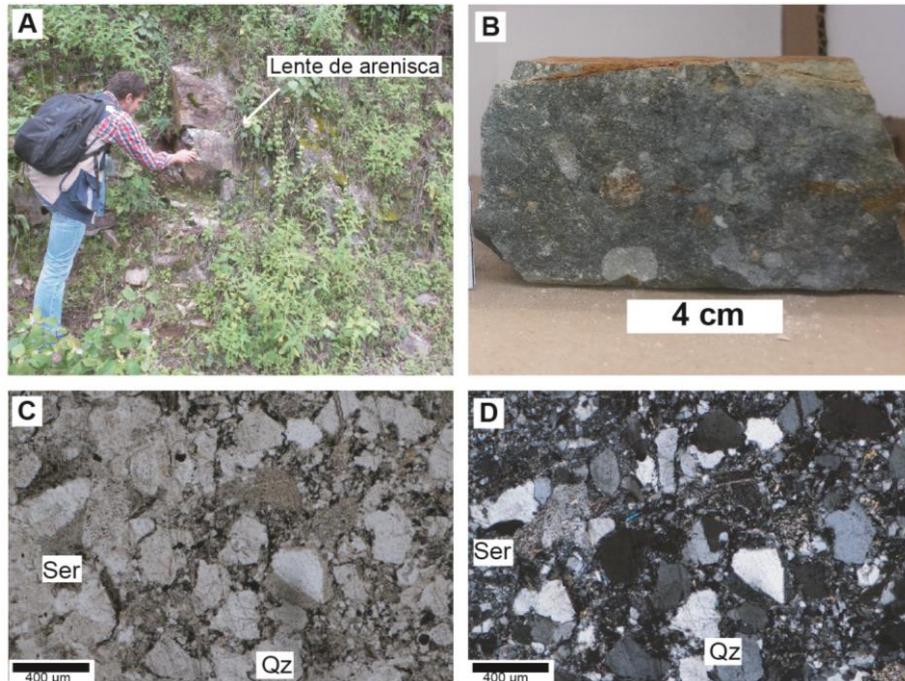


Figura 5.9. A: afloramiento de secuencia sedimentaria, se observa lente de arenisca B: muestra de mano de arenisca conglomerática lodosa con presencia de fragmentos de rocas heredadas. C y D: fotomicrografías con luz transmitida en NII y NX, se observa el armazón de la arenisca compuesto principalmente por cuarzo (Qz) y sericita (Ser) producto de la alteración de la plagioclasa.

5.1.2.2 Arco continental Laramide

Este grupo litológico se conforma por rocas ígneas que se encuentran en un rango de edades desde ca. 100 Ma hasta finales del Eoceno (33 Ma).

Dique de andesita porfídica (Arco Laramide)

Esta unidad de roca aflora como un dique que corta la secuencia sedimentaria, con orientación S40°E y echado 30°SW, presenta un color gris claro, debido a la fuerte alteración (figura 5.10 A). En muestra de mano se observa una textura porfídica, con matriz afanítica con fenocristales de plagioclasa alterados, y una matriz alterada de color gris claro (figura 5.10B).

Petrográficamente la muestra presenta una matriz microcristalina de plagioclasa (80%) fuertemente alterada a sericita, ortoclasa (15%) y cuarzo (5%), la

matriz se encuentra embebiendo fenocristales de plagioclasa (75%) alterados a sericita y carbonatos, fenocristales de feldespato potásico (15%) y fenocristales de cuarzo (10%), como minerales accesorios opacos, óxidos y circones (figura 5.10 C-D).

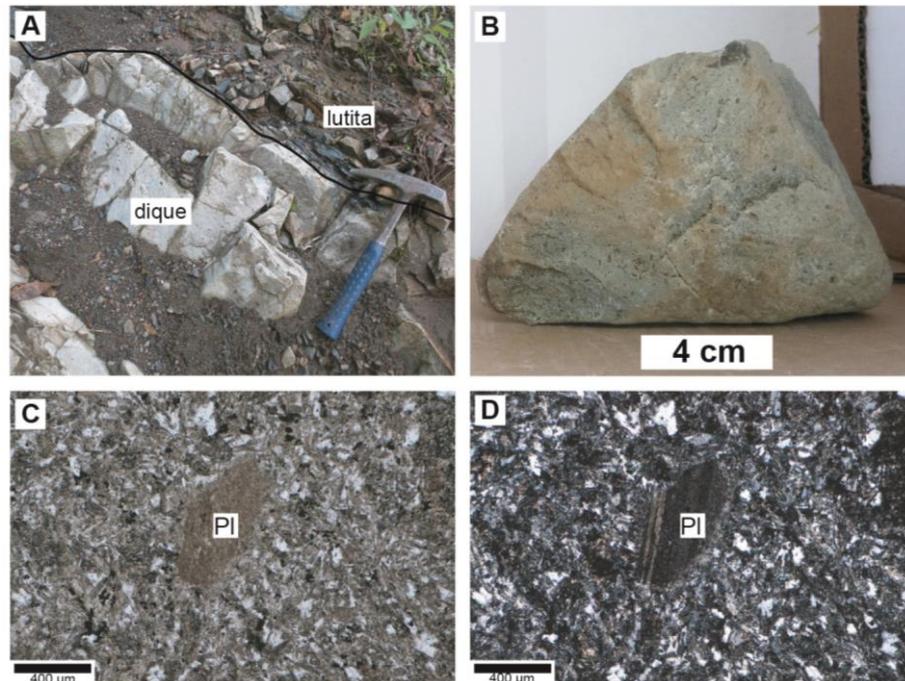


Figura 5.10. . A: afloramiento de dique porfídico cortando un nivel de lutitas, B: muestra de mano de dique de andesita porfídica. C y D: fotomicrografías de luz transmitida en NII y NX del dique de andesita porfídica, se observa una matriz de plagioclasa microcristalina alterada a sericita, y fenocristales de plagioclasa alterados a sericita.

Andesita del Paleoceno (CVI)

Esta unidad de roca son lavas andesíticas de color rojo oscuro afectadas por una alteración selectivamente penetrativa. Sobreyace de manera discordante a la secuencia sedimentaria, y subyace con discordancia erosional a la Andesita Baluarte del SVS (figura 5.11 A). En muestra de mano se observa una matriz de color rojiza, con cristales tamaño arena (0.1 mm a 0.3 mm) la muestra se encuentra cortada por vetillas de cuarzo (figura 5.11 B).

Petrográficamente presenta una matriz microcristalina de plagioclasa y vidrio (90%) con tamaños de $<40 \mu\text{m}$, que evidencian la dirección de flujo, presenta cristales de hornblenda de 300-100 μm oxidados, y coronas de reacción a carbonato, escasos (1%) cristales de plagioclasa (9%) de 200 μm alterados a minerales de arcilla y cristales de óxidos de 50 μm (figura 5.11 C-D).

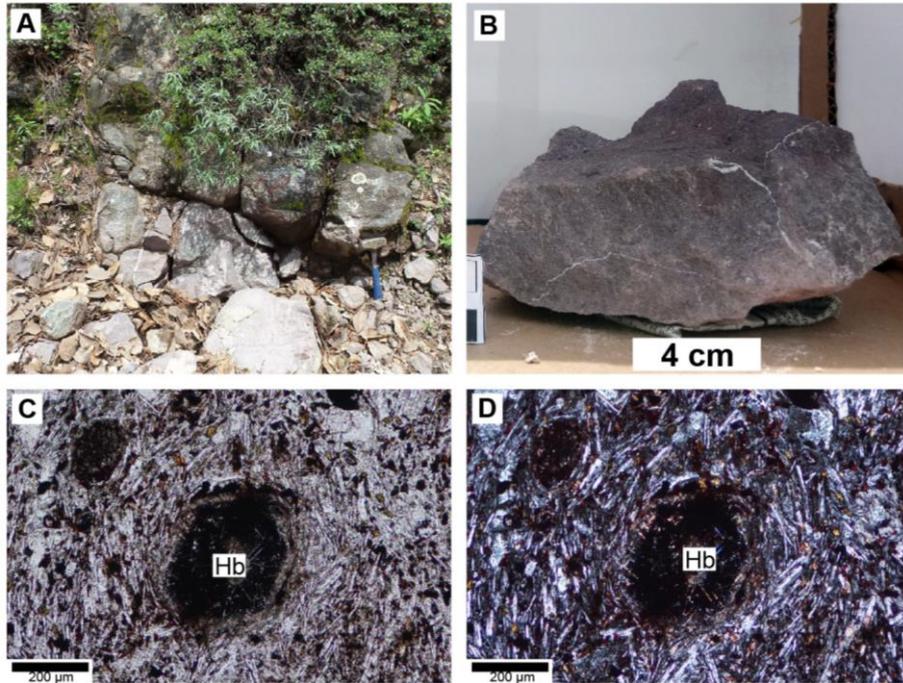


Figura 5.11. A: afloramiento de andesita B: muestra de mano de andesita, se observan vetillas de cuarzo. C y D: fotomicrografías con luz transmitida en NII y NX de la andesita, se observa una matriz de plagioclasa microcristalina dispuesta en dirección de flujo, y fenocristales de hornblenda (Hb) con corona de reacción producto de alteración

5.1.2.3. Supergrupo Volcánico Superior (SVS)

Este grupo litológico se compone por unidades de roca generadas durante el primer “*flare-up*” del SVS (McDowell y Keitzer, 1977), que ocurren durante el Oligoceno (33.9 – 28 Ma, las litologías que se pueden encontrar aquí son lavas andesíticas, secuencias de ignimbritas y domos riolíticos.

Andesita Baluarte

Esta unidad de roca es una lava andesítica levemente basculada, de color rojo oscuro con una alteración selectivamente penetrativa. Sobreyace en discordancia erosional a la andesita del Paleoceno y es cubierta por ignimbritas, además es cortada por el domo riolítico. En muestra de mano se observa una textura porfídica una matriz color rojo oscuro y fenocristales de plagioclasa (figura 5.12 A-B).

Petrográficamente se observa una matriz criptocristalina con foliación de flujo formada de plagioclasa y vidrio (79%), con fenocristales de plagioclasa (10%) con tamaños de 500 μm, hornblenda (4%) con tamaños de 600 μm que es reemplazada completamente a clorita, fenocristales de feldespato potásico (3%) de hasta 400 μm,

cristales de piroxeno (3%) de ca. 150 μm y agregados laminares de biotita (<1%) de hasta 200 μm , como accesorios se observan circones y óxidos (figura 5.12 C-D).

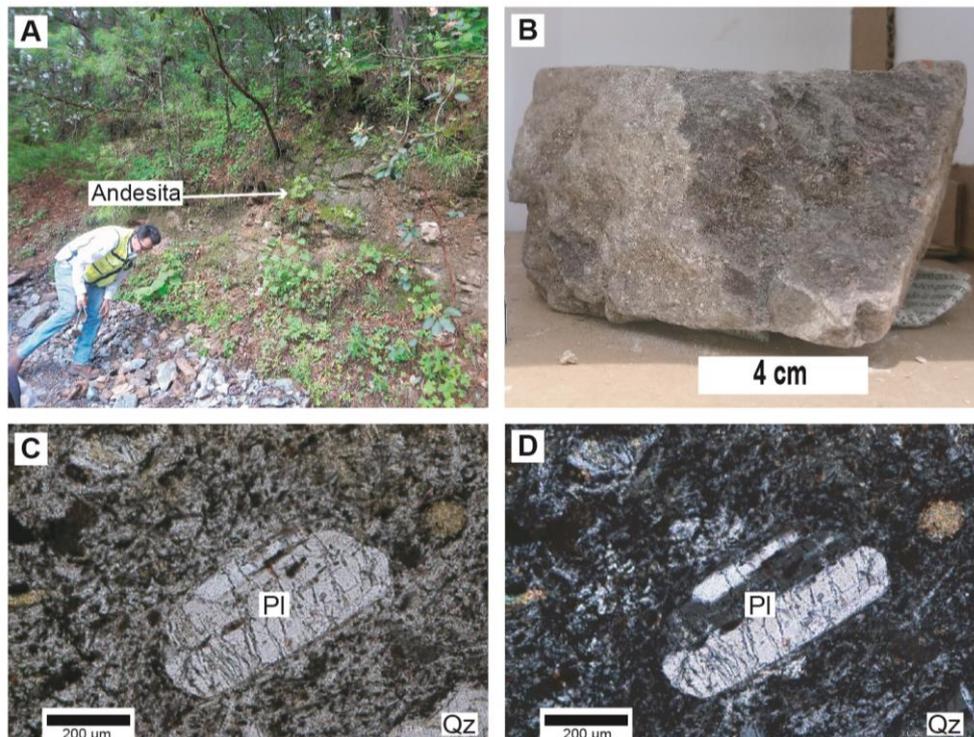


Figura 5.12. A: afloramiento de Andesita Baluarte, B: muestra de mano de andesita, se observa la matriz rojo oscuro con fenocristales de plagioclasa. C y D: fotomicrografías con luz transmitida en NII y NX de la Andesita Baluarte, se observa una matriz de plagioclasa microcristalina a criptocristalina con fenocristales de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qz).

Ignimbrita Llanito

Ignimbrita de color rojo claro a gris claro, levemente bascula (figura 5.14 A) con intemperismo incipiente. Sobreyace la unidad de Andesita Baluarte, y es intrusionada por el domo riolítico. En muestra de mano se observa una matriz rojiza clara embebiendo cristales de cuarzo, plagioclasa, vidrio y fragmentos de pómez (figura 5.13 B).

Petrográficamente se observa una textura esferulítica, desvitrificación, felsítica y eutaxítica, con una matriz de vidrio y cuarzo (78%) de color rojiza clara, con fenocristales de cuarzo (10%) de hasta 300 μm , fenocristales de feldespato potásico (6%) de hasta 100 μm , fenocristales de plagioclasa (2%) de hasta 150 μm , y fragmentos de pómez (1%) colapsados con hasta 800 μm (figura 5.13 C-D), como minerales accesorios presenta agregados laminares de biotita y cristales de circones.

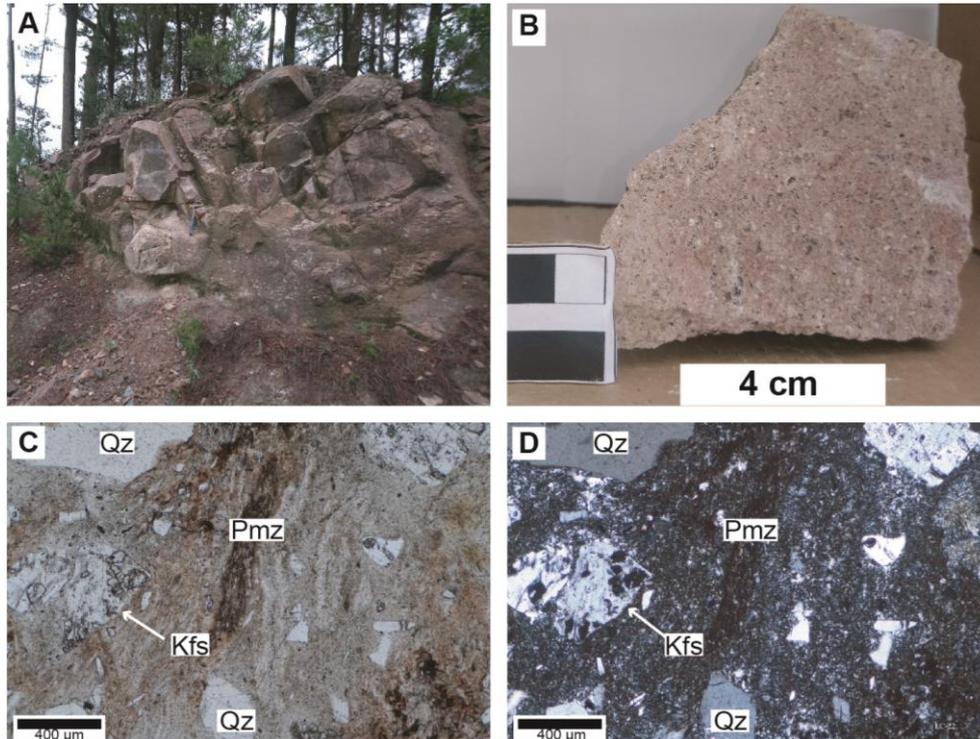


Figura 5.13. A: afloramiento de Ignimbrita Llanito, B: muestra de mano de ignimbrita Llanito, se observa una matriz roja claro embebiendo cristales de cuarzo y fragmentos de pómez blancas. C y D: fotomicrografías con luz transmitida en NII y NX de la muestra de ignimbrita Llanito, se observa una matriz criptocristalina, fragmentos de pómez (Pmz) aplastados y cristales de cuarzo (Qz) y feldespato potásico (Kfs).

Domo riolítico (SVS)

Esta unidad de roca se encuentra como una estructura en forma de domo alargado con orientación principal N10°W que corta las unidades anteriormente mencionadas, esta unidad presenta vetillas de cuarzo con textura en peine y coliforme, y una alteración selectivamente penetrativa (figura 5.14 A). En muestra de mano presenta matriz color gris claro, textura afanítica, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa, muestra una alteración silícica selectivamente penetrativa (figura 5.14 B)

Petrográficamente se observa una matriz microcristalina de cuarzo (90%) y plagioclasa (5%), fenocristales reabsorbidos de cuarzo (3%) con textura mirmequitica y tamaños de hasta 1 mm, fenocristales subhedrales de plagioclasa (2%) de hasta 400 μm y fenocristales subhedrales de feldespato potásico (<1%) con tamaños de hasta 300 μm , como minerales accesorios presenta opacos y cristales de circones (figura 5.14 C-D)

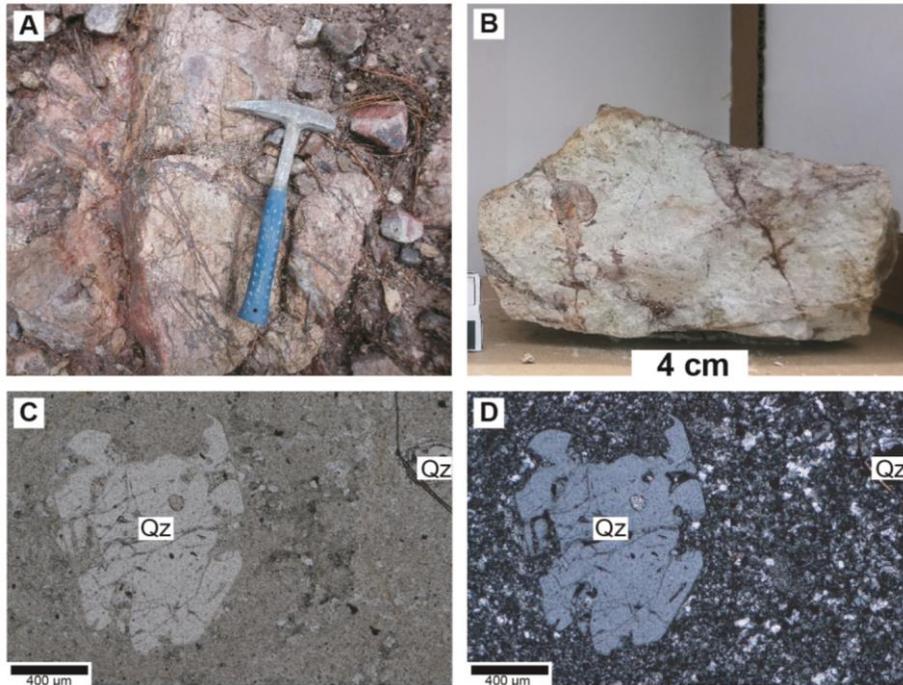


Figura 5.14. A: afloramiento del domo riolítico, se observa la muestra cortada vetillas de cuarzo. B: muestra de mano del domo riolítico. C y D: fotomicrografías con luz transmitida en NII y NX de la muestra del domo riolítico, se observa fenocristales de cuarzo (Qz) Reabsorbidos con textura mirmequitica, embebidos en una matriz microcristalina de cuarzo y feldespato principalmente.

Ignimbrita Ciénega.

Ignimbrita de color rojizo clara, a gris claro (figura 5.16 A), esta se encuentra rodeando el domo riolítico y sobre este en algunos sectores. En muestra de mano se observa una matriz de color rojizo clara, con fragmentos de pómez, y fragmentos accidentales de roca como andesitas e ignimbritas más antiguas, cristales de cuarzo y agregados laminares de biotita (figura 5.15 B), se encuentra afectada levemente por el intemperismo.

Petrográficamente se observa una matriz criptocristalina (50%), embebiendo cristales de plagioclasa (12%) con tamaños de hasta 400 μm , cristales de cuarzo (12%) con tamaños de hasta 500 μm , feldespato potásico (2%) con tamaños de hasta 300 μm , de biotita (4%) de hasta 500 μm , fragmentos de pómez (5%) de hasta 1 mm, fragmentos de ignimbrita (5%) de hasta 600 μm y fragmentos de riolita (10%) de hasta 2 mm (figura 5.15 C-D), accesorios circón y óxidos, no presenta alteración.

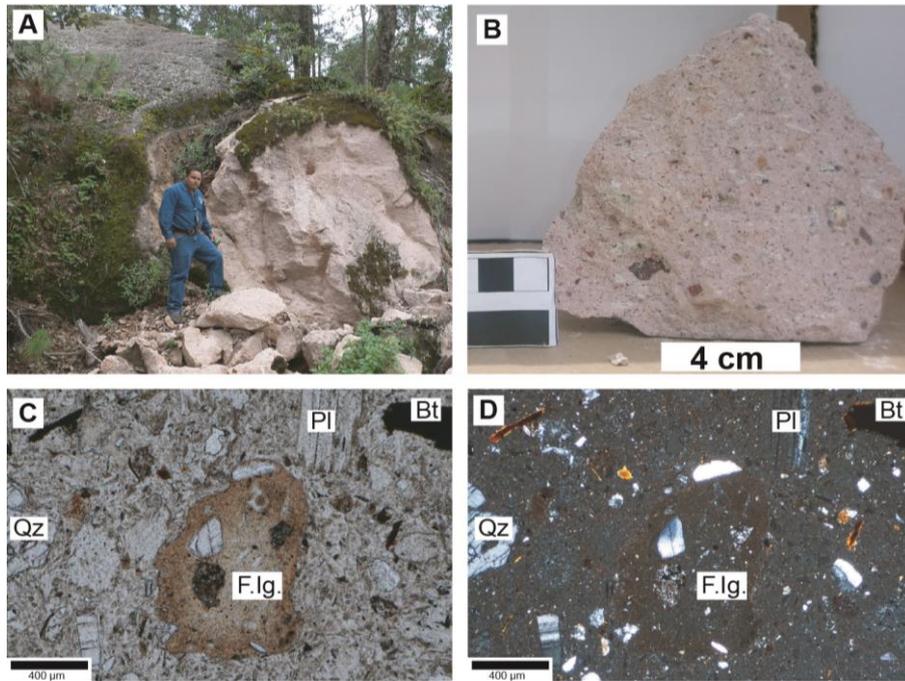


Figura 5.15. A: afloramiento de Ignimbrita Ciénega. B: muestra de mano de ignimbrita Ciénega, se observa fragmentos de rocas heredadas como andesitas e ignimbritas. C y D: fotomicrografías con luz transmitida en NII y NX de la ignimbrita Ciénega, se observa fenocristales de cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), biotita (Bt) y un fragmento accidental de otra ignimbrita (F.lg.), estos se encuentran embebidos en una matriz criptocristalina.

5.1.3 Comparación de columnas estratigráficas de los distritos mineros de Bacis y La Ciénega.

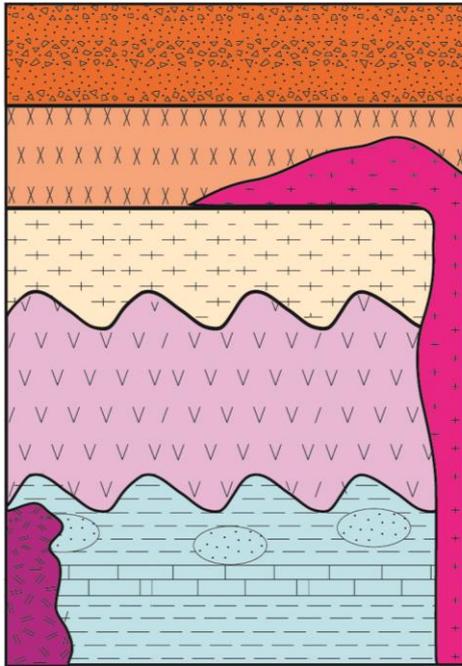
Los distritos mineros de Bacis y La Ciénega presentan varias litologías (figura 5.16) que pueden ser agrupadas en tres grupos litológicos principales. El primero es un basamento sedimentario que para La Ciénega es una intercalación capas caliza y lutitas con algunos lentes de arenisca, mientras que en Bacis solo se observa capas de areniscas.

El segundo está formado por rocas producto del magmatismo del arco continental Laramide, en La Ciénega se observa por un dique de andesita porfídica que corta a la secuencia sedimentaria, y unas lavas andesíticas. En Bacis esta unidad solo se observa con un intrusivo monzogranítico y andesitas con textura porfídica.

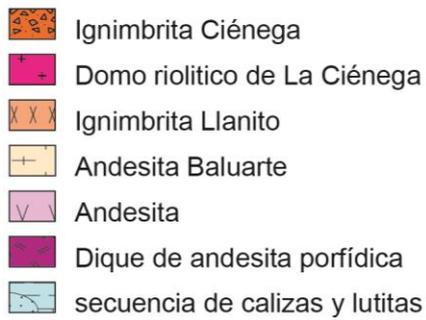
El tercer grupo corresponde al SVS. En La Ciénega se observa por unas lavas andesíticas, seguido por una ignimbrita, un domo riolítico que corta todas las litologías preexistentes y finalmente una ignimbrita con presencia de fragmentos accidentados que se dispone sobre el domo. En Bacis solo se encuentran ignimbritas que son cortadas por el domo riolítico y diques de basaltos.

W

La Ciénega

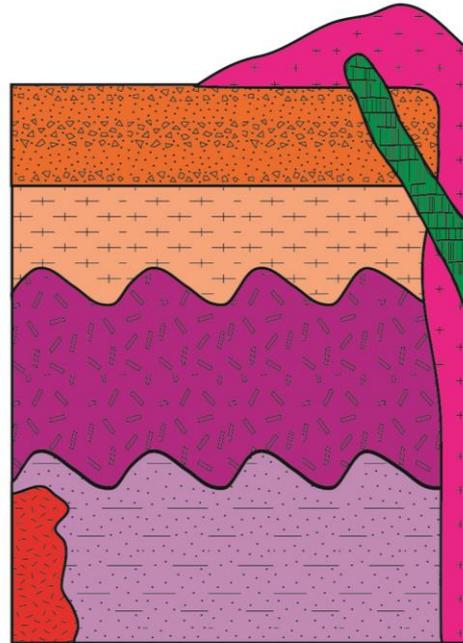


Leyenda La Ciénega



E

Bacis



Leyenda Bacis



Figura 5.16. Columnas estratigráficas esquemáticas de los distritos mineros de Bacis y La Ciénega.

5.2 Nuevos datos geocronológicos U-Pb y K-Ar para unidades litológicas descritas en los distritos mineros de Bacis y La Ciénega

En el distrito minero de Bacis no existen datos geocronológicos de las litologías descritas. Las columnas estratigráficas disponible en la literatura para este distrito fueron establecidas con relación a los distritos mineros cercanos como el caso de San Dimas y Topia. En el distrito minero de La Ciénega existe escasos fechamiento K-Ar (Labarthe y Barboza, 1996) que no son coherentes con las relaciones de campo. Los fechamientos K-Ar son sensibles a alteración hidrotermal (Kelley, 2002). Las columnas estratigráficas propuestas en la literatura fueron establecidas con dichas edades K-Ar dudosas y correlaciones geológicas con el distrito cercano de Topia (igualmente establecido a base de edades K-Ar Loucks et al, 1988). En ambos distritos no existe edades de los eventos hidrotermales que ocasionaron la mineralización.

A continuación, se presentan los resultados geocronológicos obtenidos en las diferentes unidades de roca reconocidas en ambos distritos, y de los minerales asociados a la mineralización para obtener su edad de formación. Para mayor detalle sobre los análisis realizados en cada circón y los lugares donde se analizó referirse al anexo 2.

5.2.1 Distrito Bacis

En el distrito de Bacis se fecharon seis unidades de roca diferentes (figura 5.1) que van desde el basamento sedimentario hasta el SVS. En cinco de estas se utilizó el método de U-Pb en circones para obtener su edad, mientras que en una muestra se utilizó el método de K-Ar debido a la ausencia de circones.

5.2.1.1 Basamento sedimentario

Secuencia sedimentaria de arenisca y lutita, arenisca (BAC-1)

Se realizaron cien análisis en los circones separados de la muestra de arenisca (BAC-1), obteniendo una dispersión de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ desde **227.2 ± 6.1 Ma** hasta **2969 ± 63 Ma** (figura 5.17 Izq., Anexo 2). No se descartó ningún análisis por alta discordia (>20%). El diagrama de densidad de probabilidad (Ludwig, 2012) permite identificar 7 principales poblaciones de edades de granos (figura 5.17 B Der.). Estas

están separadas en 2808 Ma hasta 2969 Ma (dos circones), 2135 Ma hasta 2146 Ma (dos circones), 1724 Ma hasta 1862 Ma (cuatro circones), 1281 Ma hasta 1546 Ma (siete circones), 858 Ma hasta 1252 Ma (cuarenta y dos circones), 446 Ma hasta 738 Ma (veinte circones), y 227 Ma hasta 321 Ma (veintitrés circones). La edad máxima de deposición es de **227.2 ± 6.1 Ma (Triásico superior)**, basada en el circón detrítico más joven analizado (Dickinson y Gehrels, 2009).

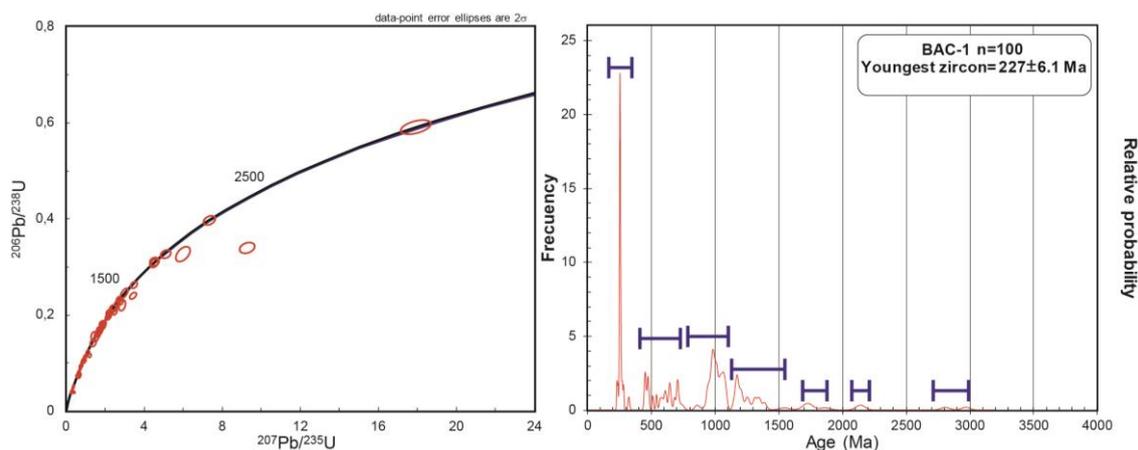


Figura 5.17. Izq.: diagrama de concordia de las edades obtenidas en los análisis de los circones de la muestra BAC-1. Der: diagrama de densidad de frecuencia, se observa los diferentes grupos de poblaciones de edades de los circones de la muestra BAC-1.

5.1.2.2 Magmatismo arco Laramide

Monzogranito (BAC-2)

Se realizaron cuarenta y nueve análisis en circones de la muestra de monzogranito (BAC-2) obteniendo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 90.7 ± 6.4 Ma hasta 155.5 ± 4.5 Ma (anexo 2). No se descartó ningún análisis por alta discordia (>20%), veinticuatro de los cuarenta y nueve circones analizados forman el grupo más joven que va de 91-94 Ma (se muestran en rojo figura 5.18 Izq.). Estos datos tienen una media ponderada de edades de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **92.55 ± 0.69 Ma** ($n = 24$, MSWD de 0.46, Figura 5.18 Der, Ludwig 2012). Los 25 circones restantes tienen edades concordantes de 94.5 Ma hasta 155.5 Ma, estos cristales más antiguos se pueden explicar por diferentes escenarios como: 1) Xenocristales adquiridos por la asimilación de material de una corteza más antigua, 2). Antecristales removilizados de una cámara magmática cretácica ligeramente más antigua, 3). Cristales detríticos que entraron durante el emplazamiento de la roca intrusiva a la superficie.

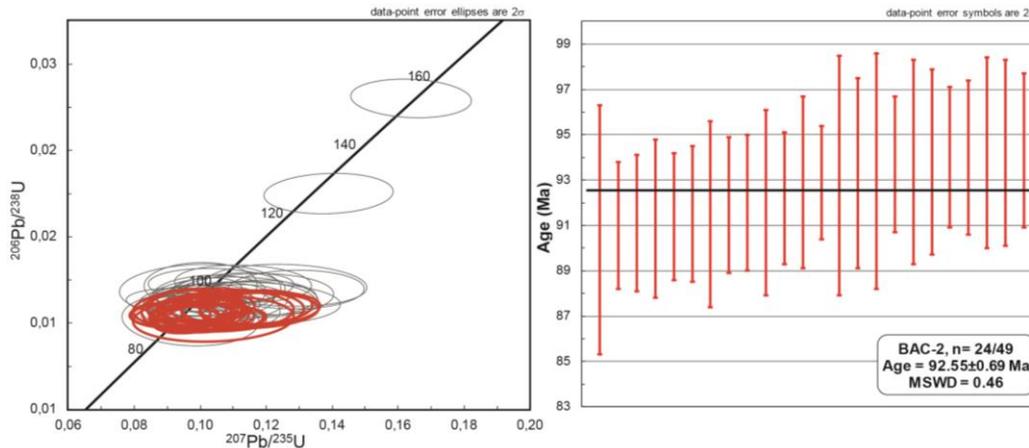


Figura 5.18. **Izq.:** diagrama de concordia de las edades obtenidas en los análisis de los circones de la muestra BAC-2, las elipses grises representan los análisis descartados, las elipses de color rojo representan los análisis utilizados para media ponderada de la edad de cristalización. **Der:** diagrama donde se muestra la media ponderada.

Andesita porfídica (BAC-3)

Se realizaron cuarenta y tres análisis en circones de la muestra de andesita porfídica (BAC-3) obteniendo edades de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ desde 82.1 ± 3.5 Ma hasta 92.2 ± 3.4 Ma (anexo 2). Se descartaron tres análisis por su alto grado de discordia ($>20\%$). Se eligieron diecisiete análisis de los cuarenta restantes, que representan el grupo más joven de edades (se muestran en rojo en la figura 5.19 Izq.). Estos datos son los más representativos de una media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la edad de emplazamiento volcánico (Ludwig, 2012) de **84.81 ± 0.71 Ma** ($n= 17$, MSWD de 0.17, figura 5.19 Der). Los veintitrés circones restantes tienen edades concordantes de 92.2 ± 3.4 Ma hasta 85.8 ± 4.3 Ma, estos cristales más antiguos se pueden explicar por los escenarios 2 y 3 mencionados anteriormente.

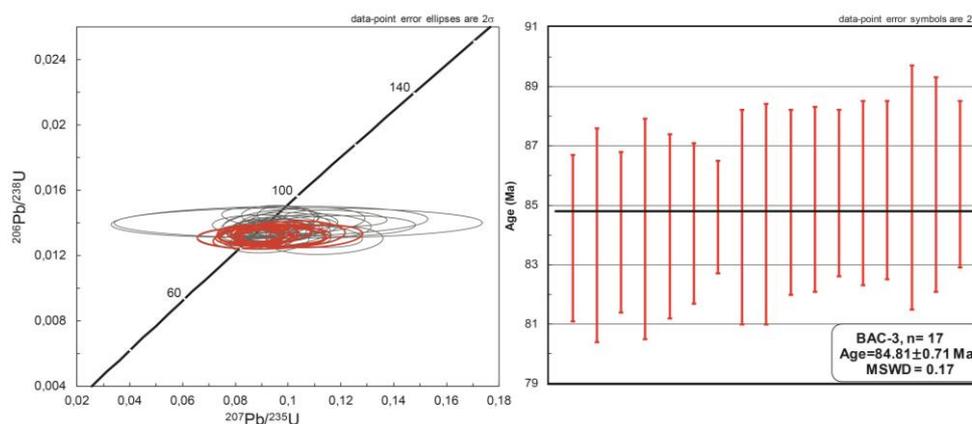


Figura 5.19. **Izq.:** diagrama de concordia de las edades obtenidas en los análisis de los circones de la muestra BAC-3, las elipses grises representan los análisis descartados, las elipses de color rojo representan los análisis utilizados para la media ponderada de la edad de cristalización. **Der:** diagrama donde se muestra media ponderada de la edad de emplazamiento de la unidad volcánica.

5.1.2.3 Supergrupo volcánico superior (SVS)

Ignimbrita gris (BAC-4)

Se realizaron cincuenta análisis en circones separados de la muestra de ignimbrita gris (BAC-4) obteniendo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 31 ± 0.9 Ma hasta 77.3 ± 1.6 Ma (Anexo 2). Se descartaron trece análisis por su alto grado de discordia ($>20\%$) o por su discordancia con sus edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Se eligieron trece análisis de los cuarenta restantes, que representan el grupo más joven de edades (se muestran en rojo en la figura 5.20 Izq.). Estos datos son los más representativos de una media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la edad de emplazamiento volcánico de la ignimbrita gris (Ludwig, 2012) de **32.70 ± 0.26 Ma** ($n=13$; MSWD: 0.17; figura 5.20 Der.). Los veinticuatro circones restantes tienen edades concordantes de 33.5 ± 1.1 Ma hasta 77.3 ± 1.6 Ma, estos cristales más antiguos se pueden explicar por algunos de los siguientes escenarios: 1) Xenocristales adquiridos por la asimilación de material de una corteza más antigua, 2). Antecristales removilizados de una cámara magmática del Oligoceno ligeramente más antigua, 3). Cristales detríticos que entraron durante el emplazamiento de la ignimbrita a superficie.

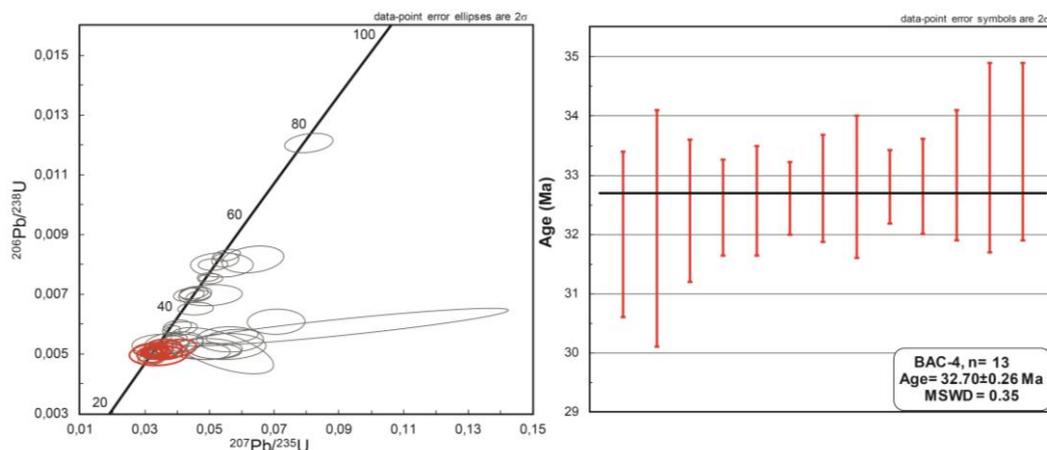


Figura 5.20. Izq.: diagrama de concordia de las edades obtenidas de los análisis de los circones de la muestra BAC-4, las elipses grises representan los análisis descartados, las elipses de color rojo representan los análisis utilizados para la media ponderada de la edad de cristalización. Der: diagrama donde se muestra la media ponderada de la edad de emplazamiento de la unidad de ignimbrita gris.

Ignimbrita rosa (BAC-5)

Se realizaron cincuenta análisis en circones separados de la muestra de ignimbrita rosa (BAC-5) obteniendo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 31.5 ± 1.2 Ma hasta 98.5 ± 2.2 Ma (anexo 2). Se descartaron quince análisis por su alto grado de discordia ($>20\%$)

o por su discordancia con sus edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Se eligieron siete análisis de los treinta y cinco restantes, que representan el grupo más joven de edades (se muestran en rojo en la figura 5.21 Izq.). Estos datos son los más representativos de una media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la edad de emplazamiento volcánico (Ludwig, 2012) de 32.48 ± 0.50 Ma ($n=7$; MSWD: 0.16; figura 5.21 Der.). Los veintiocho análisis restantes tienen edades concordantes de 33.0 ± 1.0 Ma hasta 98.5 ± 2.2 Ma, estos cristales más antiguos se pueden explicar por los escenarios 2 y 3 mencionados en el análisis de la muestra anterior.

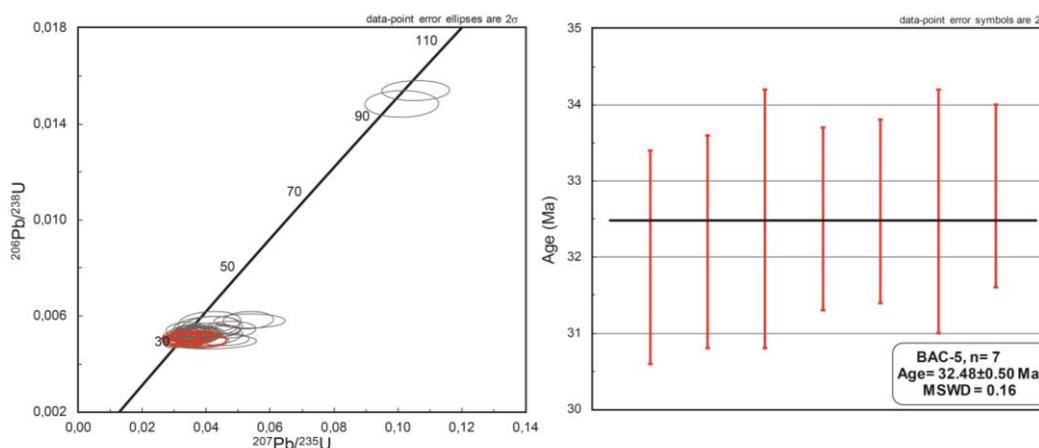


Figura 5.21. **Izq.:** Diagrama de concordia de las edades obtenidas de los análisis en los circones de la muestra de ignimbrita rosa (BAC-5), las elipses grises representan los análisis descartados para el promedio, las elipses de color rojo representan los análisis utilizados para la media ponderada de la edad de emplazamiento de la ignimbrita fisural. **Der:** media ponderada de la edad de emplazamiento de la ignimbrita fisural.

Domo riolítico del distrito minero de Bacis (BAC-8)

La escasez de cristales de circones (la mayoría de estos son heredados o una mezcla, con edades de ca. 55 Ma en circones únicos, presentando una edad más antigua a las unidades cortadas en la zona algo que es geológicamente erróneo). En el domo riolítico del distrito minero de Bacis (BAC-8) hace difícil determinar la edad de emplazamiento de este usando fechamiento de circones. Por lo tanto, este domo se fechó usando la metodología de K-Ar. El análisis para determinar la edad fue realizado sobre la matriz de vidrio que es libre de alteración. Este análisis K-Ar abarca una edad 29.2 ± 0.4 Ma (4.95% K, 94.3% ^{40}Ar ; 2.523×10^{-10} ^{40}Ar moles/g).

5.2.2 Distrito La Ciénega.

En el distrito minero de La Ciénega se fecharon 7 unidades de roca diferentes (figura 5.8) que van desde el basamento hasta el SVS. En todas se utilizó el método de U-Pb en circones.

5.2.2.1 Basamento sedimentario

Secuencia de calizas y lutitas con lentes de arenisca (LC-11)

Se realizaron noventa y seis análisis en los circones separados de la muestra de arenisca (LC-11, Anexo 2), obteniendo una dispersión de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ desde **$150.6 \pm 2.8 \text{ Ma}$** hasta **$2708 \pm 63 \text{ Ma}$** (figura 5.22 Izq.). No se descartó ningún análisis por alta discordia (>20% de discordancia). El diagrama de densidad de probabilidad (Ludwig, 2012) permite identificar 6 principales poblaciones de edades de granos (figura 5.2 B Der.). estas están separadas en 2550 Ma hasta 2708 Ma (tres circones), 1709 Ma hasta 2114 Ma (doce circones), 905 Ma hasta 1496 Ma (veintinueve circones), 471 Ma hasta 876 Ma (treinta circones), 231 Ma hasta 443 Ma (dieciocho circones), 150 Ma hasta 209 Ma (cuatro circones). La edad máxima de deposición es de **$150.6 \pm 2.8 \text{ Ma}$ (Jurásico superior)**, basada en el circón detrítico más joven analizado (Dickinson y Gehrels, 2009).

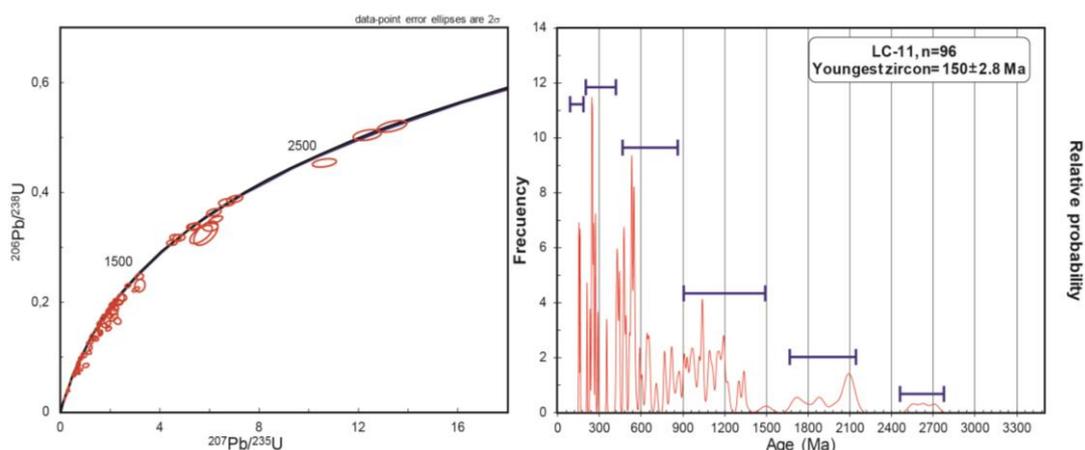


Figura 5.22. Izq.: diagrama de concordia de las edades obtenidas de los análisis en los circones de la muestra LC-11. Der: diagrama de densidad de frecuencia, se observan las diferentes poblaciones de edades en los circones de la muestra LC-11.

5.2.2.2 Magmatismo arco Laramide y CVI

Dique de andesita porfídica (LC-10)

Se realizaron cincuenta análisis en circones de la muestra del dique de andesita porfídica (LC-10) obteniendo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 81.6 ± 2.1 Ma hasta 110.7 ± 4.3 Ma (anexo 2). Se descartaron treinta y cuatro análisis por su alto grado de discordia (>25%), también se descartan siete análisis que muestran una edad de herencia correspondiente a la secuencia sedimentaria que corta. Seis de los nueve análisis restantes forman el grupo más joven que va de 82.3 hasta 84.0 Ma (se muestran en rojo en figura 5.23 Izq.). Estos datos son los más representativos de una media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la edad de emplazamiento volcánico del dique de andesita (Ludwig, 2012) de **82.6 ± 1.1 Ma** (n=6, MSWD=0.25, figura 5.23 Der). Los tres análisis de circones restante tienen edades concordantes de 84.9 Ma hasta 91.0 Ma. Estos circones más antiguos pueden explicarse como xenocristales adquiridos por la asimilación de material de una corteza más antigua o como antecristales de una cámara magmática Cretácica ligeramente más antigua.

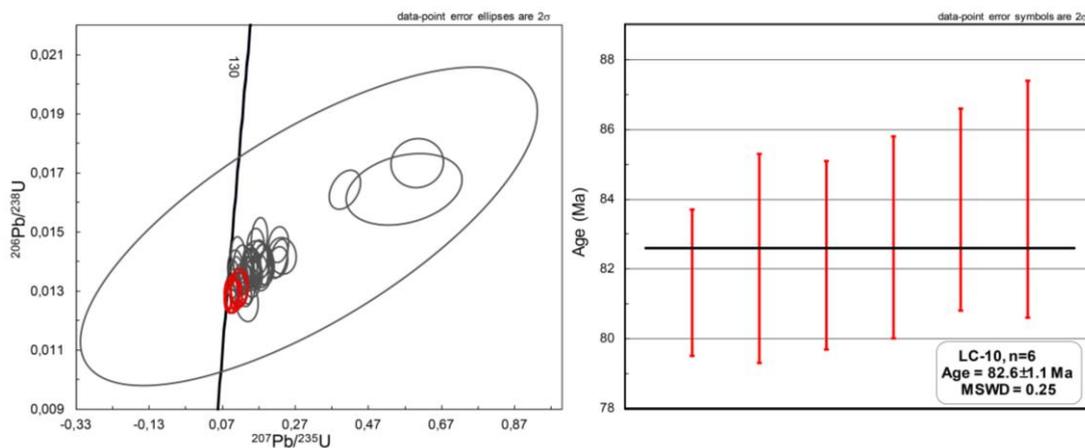


Figura 5.23. Izq.: diagrama de concordia de las edades obtenidas en los circones del dique porfídico (LC-10), las elipses grises representan los circones descartados para el promedio, las elipses de color rojo representan los circones utilizados para la media ponderada de la edad de cristalización. Der: diagrama donde se muestra la edad de la media ponderada de cristalización

Andesita del Paleoceno (LC-06)

Se realizaron quince análisis en circones de la muestra de andesita del Eoceno (LC-06) obteniendo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 31.3 ± 2.5 Ma hasta 957 ± 21 Ma (Anexo 2). Se descartaron siete análisis por su alto grado de discordancia (>25%), también se descartaron tres análisis que muestran una edad de herencia correspondiente a la unidad sedimentaria (451 Ma, 947 Ma y 1992 Ma).

Se seleccionaron tres análisis de los cinco restantes, estos forman un grupo de 58.9 hasta 61 Ma (se muestran en rojo en la figura 5.24 Izq.). Estos datos son los más representativos de una media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la edad de emplazamiento de estas andesitas (Ludwig, 2012) de **59.5 ± 2.7 Ma** (n=3, MSWD=3.1, figura 5.24 Der).

Los otros dos análisis no se toman para la media ponderada debido a que uno de 31.3 Ma presenta un contenido de uranio de 2623 ppm, siendo mucho mayor a los 270 ppm propuestos para rocas maficas e intermedias (Wang et al, 2011), El análisis de 35.7 Ma se descarta debido al fracturamiento que presenta el cristal (anexo 2) esto podría interpretarse como un mal estado de la red cristalina, lo cual hace que algunos átomos de Pb tiendan a escapar y produzcan una perturbación en el reloj isotópico U-Pb, con un efecto de rejuvenecimiento en las edades obtenidas (Arvizu, 2012). Adicionalmente los circones con edades cercanas a los 35 Ma (se muestran como elipses grises alejadas de la línea de concordia en la figura 5.24 Izq.), presentan una discordancia que podría relacionarse a mezcla de diferentes dominios, o pérdida de Pb debido a defectos físicos y químicos (Chelle-Michou y Schaltegger, 2018).

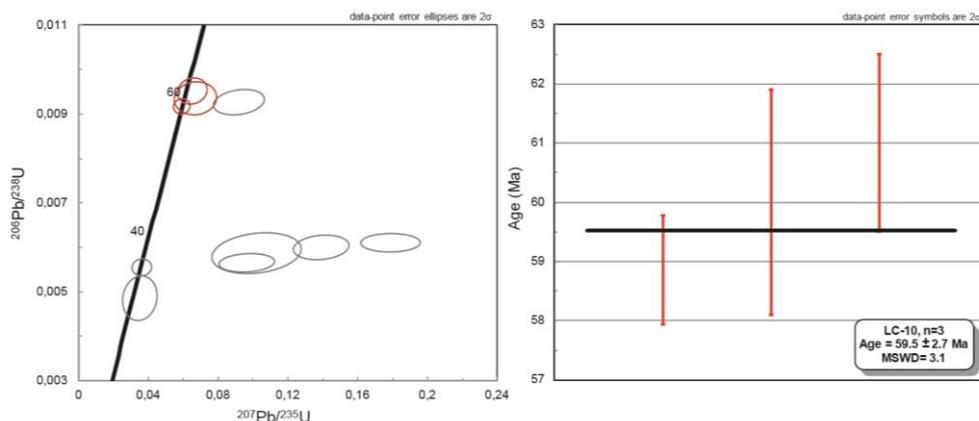


Figura 5.24. **Izq.:** diagrama de concordia de las edades obtenidas en los circones de la andesita del Eoceno (LC-06), las elipses grises representan los circones descartados para el promedio, las elipses de color rojo representan los circones utilizados para la media ponderada de la edad de cristalización. **Der:** diagrama donde se muestra la edad de la media ponderada de cristalización

5.2.2.3 Super grupo volcánico superior (SVS)

Andesita Baluarte (LC-20)

Se realizaron cincuenta y nueve análisis en circones separados de la muestra de Andesita Baluarte (LC-20) obteniendo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 30.8 ± 1.0 Ma hasta

97.7 ± 4.6 Ma (Anexo 2). Se descartaron treinta y ocho análisis por su alto grado de discordia (>25%). Se eligieron nueve análisis de los veintitrés restantes, que representan el grupo más joven de edades (se muestran en rojo en la figura 5.25 Izq.). Estos datos son los más representativos de una media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la edad de emplazamiento volcánico de la Andesita Baluarte (Ludwig, 2012) de **31.92 ± 0.37 Ma** (n=9, MSWD= 0.25; figura 5.25 Der.). Los catorce circones restantes tienen edades concordantes de 32.5± 1 Ma hasta 97.7± 4.6 Ma, estos cristales más antiguos se pueden explicar por alguno de los siguientes escenarios: 1) Xenocristales adquiridos por la asimilación de material de una corteza más antigua, 2). Antecristales removilizados de una cámara magmática del Oligoceno ligeramente más antigua y 3). Cristales detríticos que entraron durante el emplazamiento de la andesita a superficie.

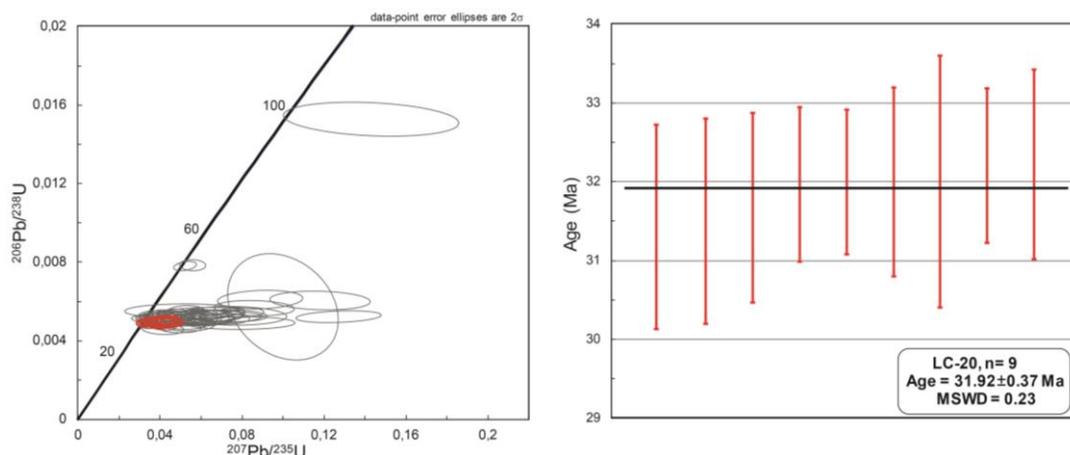


Figura 5.25. **Izq.:** diagrama de concordia de las edades obtenidas en análisis de los circones de la Andesita Baluarte (LC-20), las elipses grises representan los análisis descartados, las elipses de color rojo representan los análisis utilizados para la media ponderada de la edad de cristalización. **Der:** diagrama donde se muestra la media ponderada de la edad de emplazamiento de la Andesita Baluarte

Ignimbrita Llanito (LC-22)

Se realizaron cincuenta análisis en circones separados de la muestra de ignimbrita Llanito (LC-22) obteniendo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 30.5 ± 1 Ma hasta 34.4± 2.3 Ma (Anexo 2). Se descartaron veintiséis análisis por su alto grado de discordia (>20%) o por su discordancia con sus edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Se eligieron siete análisis de los veinticuatro restantes, que representan el grupo más joven de edades (se muestran en rojo en la figura 5.26 Izq.). Estos datos son los más representativos de una media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la edad de emplazamiento volcánico de la ignimbrita Llanito (Ludwig, 2012) de **30.95 ± 0.32 Ma** (n= 7; MSWD:

0.15; figura 5.26 Der.). Los diecisiete circones restantes tienen edades concordantes de 31.4 ± 1 Ma hasta 33.8 ± 1.2 Ma, estos cristales más antiguos se pueden explicar por los escenarios los escenarios 2 y 3 anteriormente mencionados.

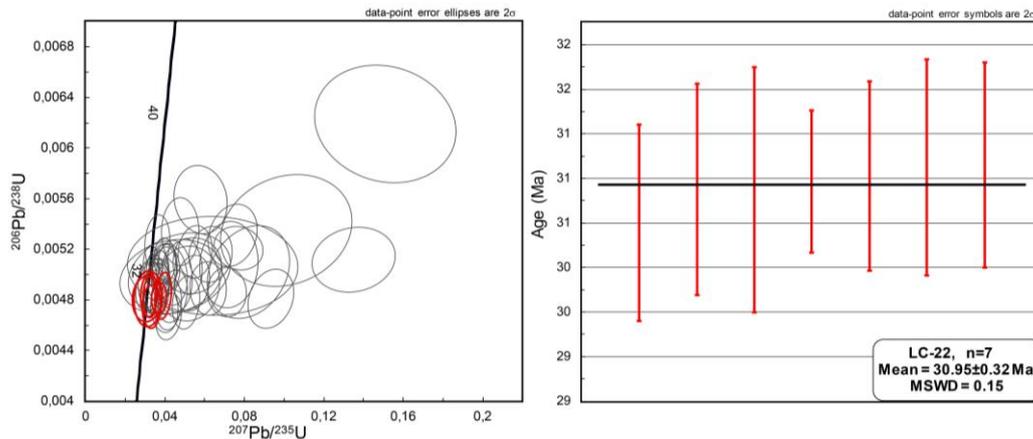


Figura 5.26: Izq.: diagrama de concordia de las edades obtenidas de los análisis en los circones de Ignimbrita Llanito (LC-22), las elipses grises representan los análisis circones descartados, las elipses de color rojo representan los análisis utilizados para la media ponderada de la edad de emplazamiento de la ignimbrita Llanito. Der: diagrama de la media ponderada de la edad emplazamiento de la ignimbrita Llanito.

Domo riolítico del distrito minero de La Ciénega (LC-17)

Se realizaron treinta y seis análisis en circones separados de la muestra del domo riolítico (LC-17) obteniendo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 30.5 ± 1.4 Ma hasta 55.5 ± 3.0 Ma (Anexo 2). Se descartaron veintisiete análisis por su alto grado de discordia (>25%) o por su discordancia con sus edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Se eligieron tres análisis de los nueve restantes, que representan el grupo más joven de edades (se muestran en rojo en la figura 5.27 Izq.). Estos datos son los más representativos de una media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la edad de emplazamiento volcánico del domo riolítico (Ludwig, 2012) de **30.38 ± 0.48 Ma** ($n= 3$; MSWD: 0.78 figura 5.27 Der.). Los seis análisis de circones restantes tienen edades concordantes de 31.5 ± 1 Ma hasta 33 ± 1.52 Ma.

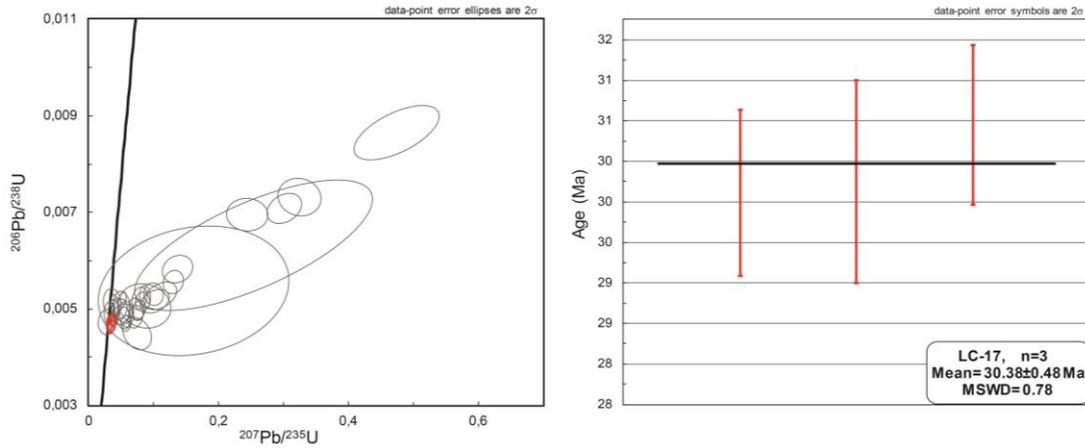


Figura 5.27. **Izq.:** Diagrama de concordia de las edades obtenidas de los análisis en los circones del domo riolítico (LC-17), las elipses grises representan los análisis descartados, las elipses de color rojo representan los análisis utilizados para la media ponderada de la edad de emplazamiento del domo riolítico. **Der:** diagrama donde se muestra la media ponderada de la edad de emplazamiento del domo riolítico.

Ignimbrita Ciénega (LC-08)

Se realizaron cincuenta análisis en circones separados de la muestra de ignimbrita Ciénega (LC-08) obteniendo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 28.3 ± 1.4 Ma hasta 157.1 ± 13.0 Ma (Anexo 2). Se descartaron treinta y seis análisis por su alto grado de discordia (>20%). Se eligieron ocho análisis de los catorce restantes, que representan el grupo más joven de edades (se muestran en rojo en la figura 5.28 Izq.). Estos datos son el grupo de circones más amplio para una media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la edad de cristalización de **29.66 ± 0.48 Ma** (Ludwig, 2012; n= 8; MSWD: 0.78 figura 5.28 Der.).

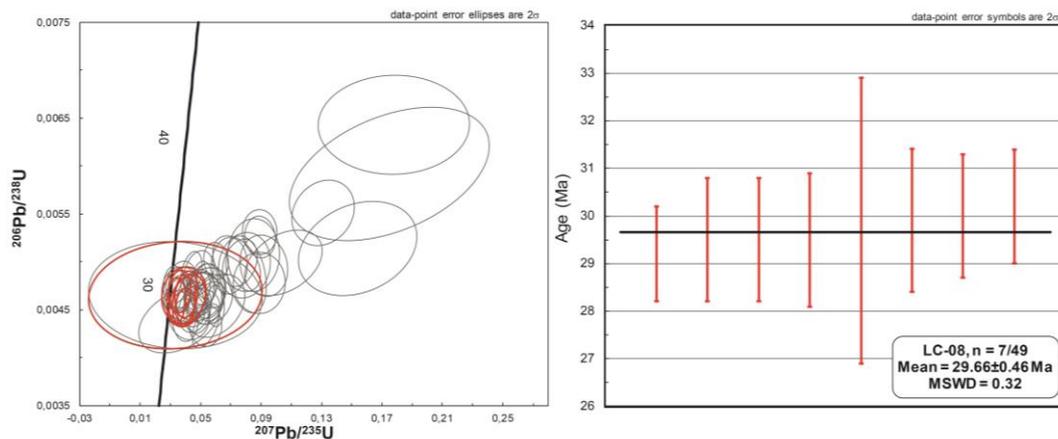


Figura 5.28. **Izq.:** diagrama de concordia de las edades obtenidas de los análisis en los circones de Ignimbrita lítica (LC-08), las elipses grises representan los análisis descartados, las elipses de color rojo representan los análisis utilizados para la media ponderada de la edad de cristalización. **Der:** diagrama donde se muestra la media ponderada de la edad de cristalización.

5.3 Nuevas columnas cronoestratigráficas de los distritos Bacis y La Ciénega

El distrito minero de Bacis presenta como basamento sedimentario una secuencia de areniscas y lutitas de edad Triásica (ca. 227 Ma). Esta secuencia es cortada por cuerpos intrusivos relacionados al arco Laramide del Cretácico tardío (93 a 84 Ma), seguido de un hiato magmático hasta el Oligoceno, donde se depositó el magmatismo del SVS (figura 5.29 A). La columna estratigráfica muestra de manera resumida las unidades de roca presentes en el distrito minero de Bacis, y sus relaciones temporales con datos de geocronología (U-Pb en circón y K-Ar en roca total).

El distrito minero de La Ciénega presenta un basamento sedimentario del Jurásico (ca. 150 Ma). Esta secuencia es cortada por rocas ígneas relacionadas al arco Laramide del Cretácico tardío (ca. 83 Ma), donde se encuentran como diques andesíticos del CVI. Posteriormente se produjo un hiato magmático hasta el Paleoceno y la deposición de andesita (ca. 59 Ma). Finalmente, en el Oligoceno se generó las unidades de roca pertenecientes al SVS (figura 5.29 B). La columna estratigráfica muestra de manera resumida las unidades de roca presentes en el distrito minero de La Ciénega, y sus relaciones temporales con datos de geocronología (U-Pb).

Los distritos mineros de Bacis y La Ciénega muestran una historia geológica muy similar con algunas diferencias en la actividad magmática durante el Paleoceno, que se puede relacionar a un posible evento hidrotermal en la zona a esa edad.

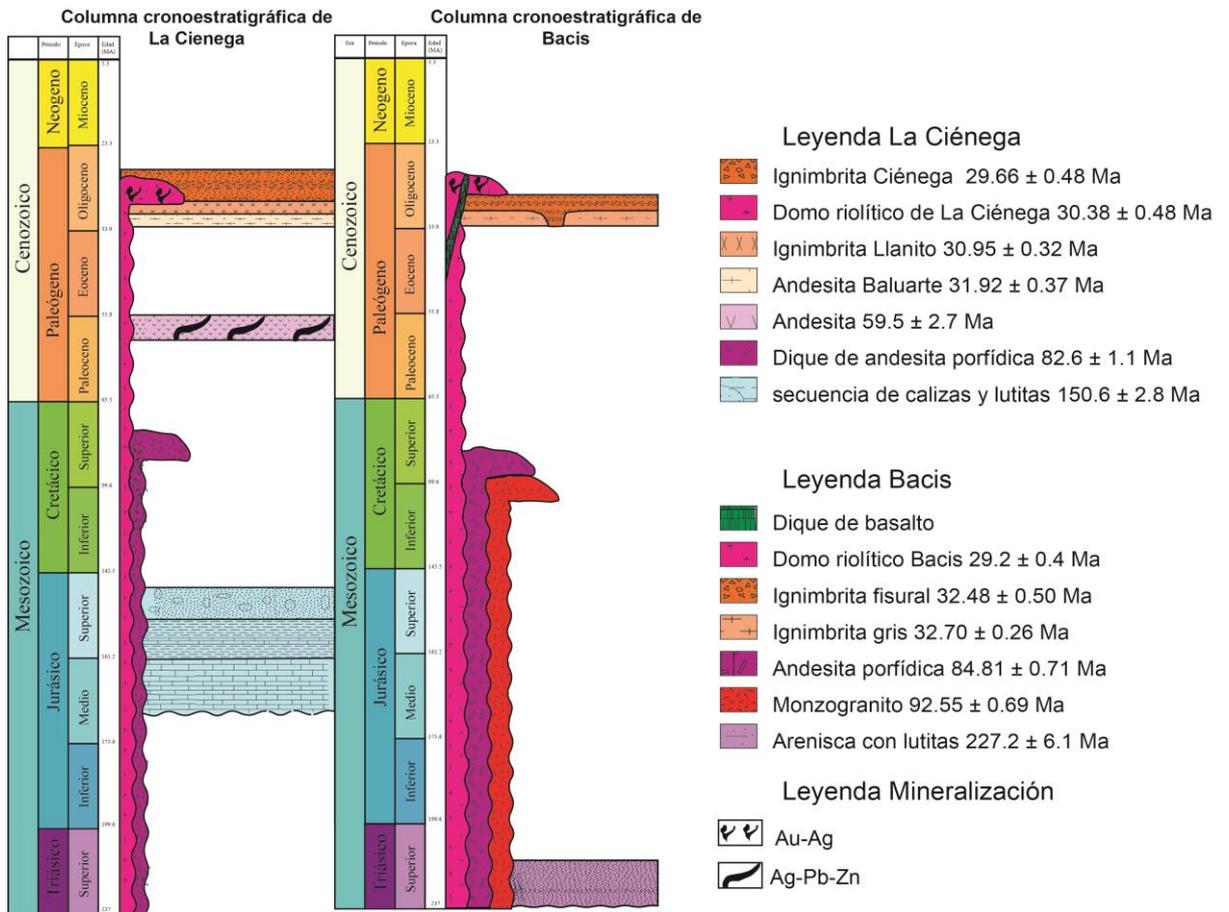


Figura 5.29. Columnas cronoestratigráficas de los distritos mineros de Bacis (izquierda) y La Ciénega (derecha).

5.4 Descripción geológica y petrográfica de las estructuras mineralizadas de los distritos mineros de Bacis y La Ciénega

5.4.1 El distrito minero de Bacis

La mineralización presente en el distrito minero de Bacis se encuentra asociada a vetas hidrotermales con una orientación predominante NNW-SSE, que cortan el domo riolítico (figura 5.30). Estas vetas se encuentran en su mayoría de ángulo alto a verticales (figura 5.31 A), enjambres de vetillas (figura 5.31 B) y brechas hidrotermales de apertura y relleno (figura 5.31 C), mostrando un crecimiento sintaxial (figura 5.31 D) con texturas crustiforme y de brecha.

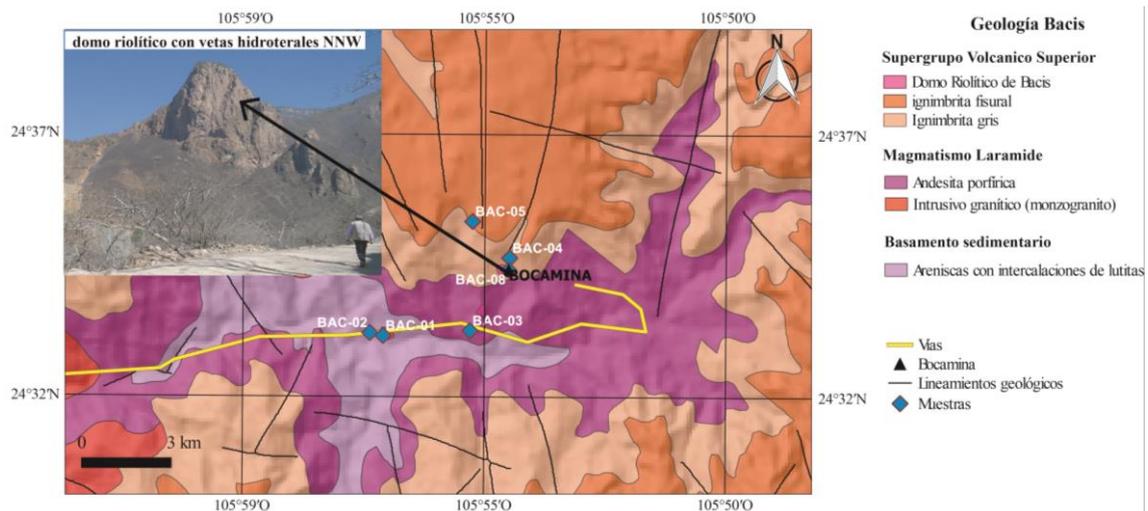


Figura 5.30. Ubicación del domo riolítico con vetas hidrotermales mineralizadas en el distrito minero de Bacis

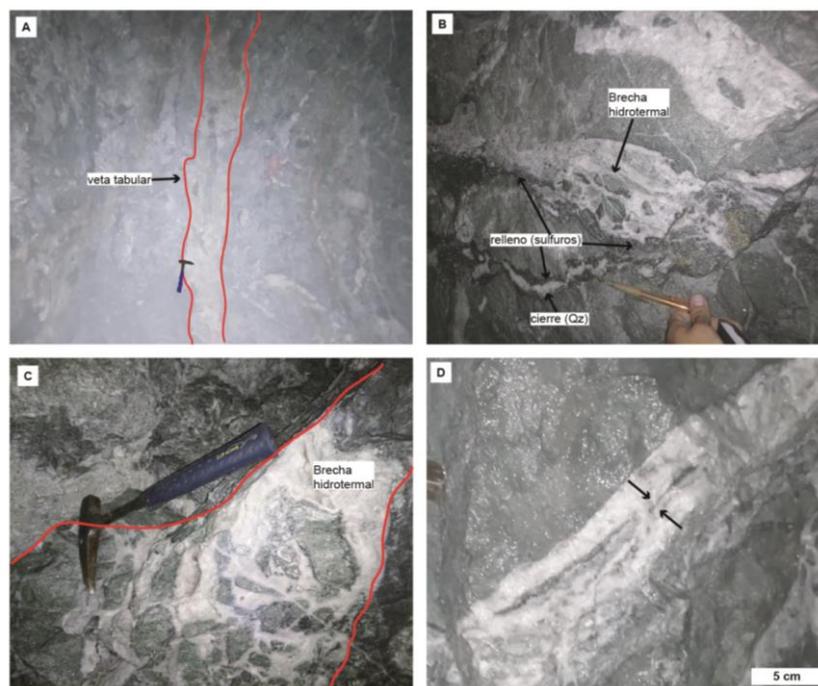


Figura 5.31. A. veta tabular con etapas de apertura y relleno. B: enjambre de vetillas con etapas de relleno y cierre. C. Brecha hidrotermal. D. Texturas crustiforme y de brecha.

hidrotermal, se observan los fragmentos de la roca caja cementado por cuarzo y sulfuros. D. vetilla con crecimiento sintaxial, se observa una primera etapa de apertura dominada por cuarzo seguido de una etapa de relleno dominada por sulfuros.

Este evento de mineralización hidrotermal produjo alteración en la roca caja. Esta se evidencia como una alteración sericítica selectivamente penetrativa (Qz+ Ser+ Cb ± Chl ± Sph ± Py, figura 5.32 A) en el nivel 1550 m y cambia a argílica (Qz + ill/Sme + Cb ± Py, figura 5.32 B) en el nivel 1650 m.

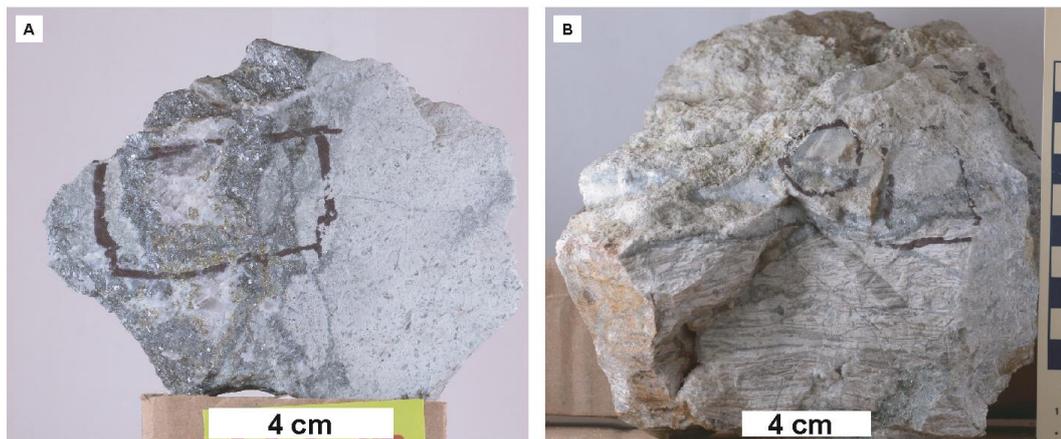


Figura 5.32. A: muestra de mano donde se observan una vetilla de Qz con sulfuros y parte de la alteración sericítica de la roca caja. B: muestra donde se observan vetillas de calcedonia con sulfuros y la alteración argílica en la roca caja.

La tabla 5.1, muestra las asociaciones minerales y paragénesis presentes en cada etapa de la mineralización en las vetas en el distrito minero de Bacis. Las líneas continuas representan que es común encontrar al mineral, las líneas punteadas representan que está presente pero que es poco común, el espesor de cada línea representa la abundancia estimada en que se encuentra el mineral. A continuación, se describe cada etapa de manera más detallada.

Las vetas presentan tres etapas de formación principales. 1) etapa de apertura, se caracteriza por el desarrollo de cuarzos subhedrales a euhedrales, con textura en peine y crustiforme, asociados a agregados de pirita y calcopirita euhedral. (figura 5.33 A-B-C-D, tabla 5.1 Etapa I). 2) etapa de relleno, se caracteriza por la presencia de cristales anhedrales de cuarzo con textura mosaico, asociado a pirita y calcopirita diseminada, luego agregados de esfalerita euhedral con textura “*disease*” (Barton y Bethke, 1987), galena euhedral, cristales tabulares de clorita diseminados y tetraedrita-tenantita diseminada en menor proporción (figura 5.33 D-E-F, tabla 5.1 Etapa II-A y B), finalmente se presenta acantita y electrum hacia los bordes de los cristales y como inclusiones por exsolución dentro de las piritas euhedrales, asociados a galena y esfalerita (figura 5.33 G-H, tabla 5.1 Etapa II-C). 3) etapa de cierre, está

caracterizada por la presencia de cuarzo subhedral a euhedral, con textura *comb* asociado a cristales de pirita euhedral y fluorita en las zonas superiores del sistema, ocasionalmente se encuentra calcedonia y carbonato (figura 5.33 I-J, tabla 5.1 Etapa III).

Los minerales con contenidos de metales preciosos como Au y Ag se confirmaron mediante análisis composicionales con SEM-EDX. La Ag se encuentra asociado a la esfalerita y galena, y se presenta como acantita (figura 5.34 A-C,). El Au se encuentra como electrum evidenciando su contenido de Ag, este se asocia a la galena (figura 5.34 B-D) y a la esfalerita principalmente.

Tabla 5.1. Asociaciones minerales presentes en las vetas del distrito de Bacis.

Mineral	Etapa I	Etapa II			Etapa III
		A	B	C	
Cuarzo (Qz)	—————	—————	—————	—————	—————
Calcedonia (Ca)					- - - - -
Carbonato (Cb)					- - - - -
Clorita (Chl)			- - - - -		
Fluorita (Fl)					- - - - -
Pirita (Py)	—————	—————			—————
Calcopirita (Cpy)	- - - - -	—————			
Galena (Gn)			—————		
Esfalerita (Sph)			—————		
Tetrahedrita (td-tn)			- - - - -		
Acantita				- - - - -	
Electrum				

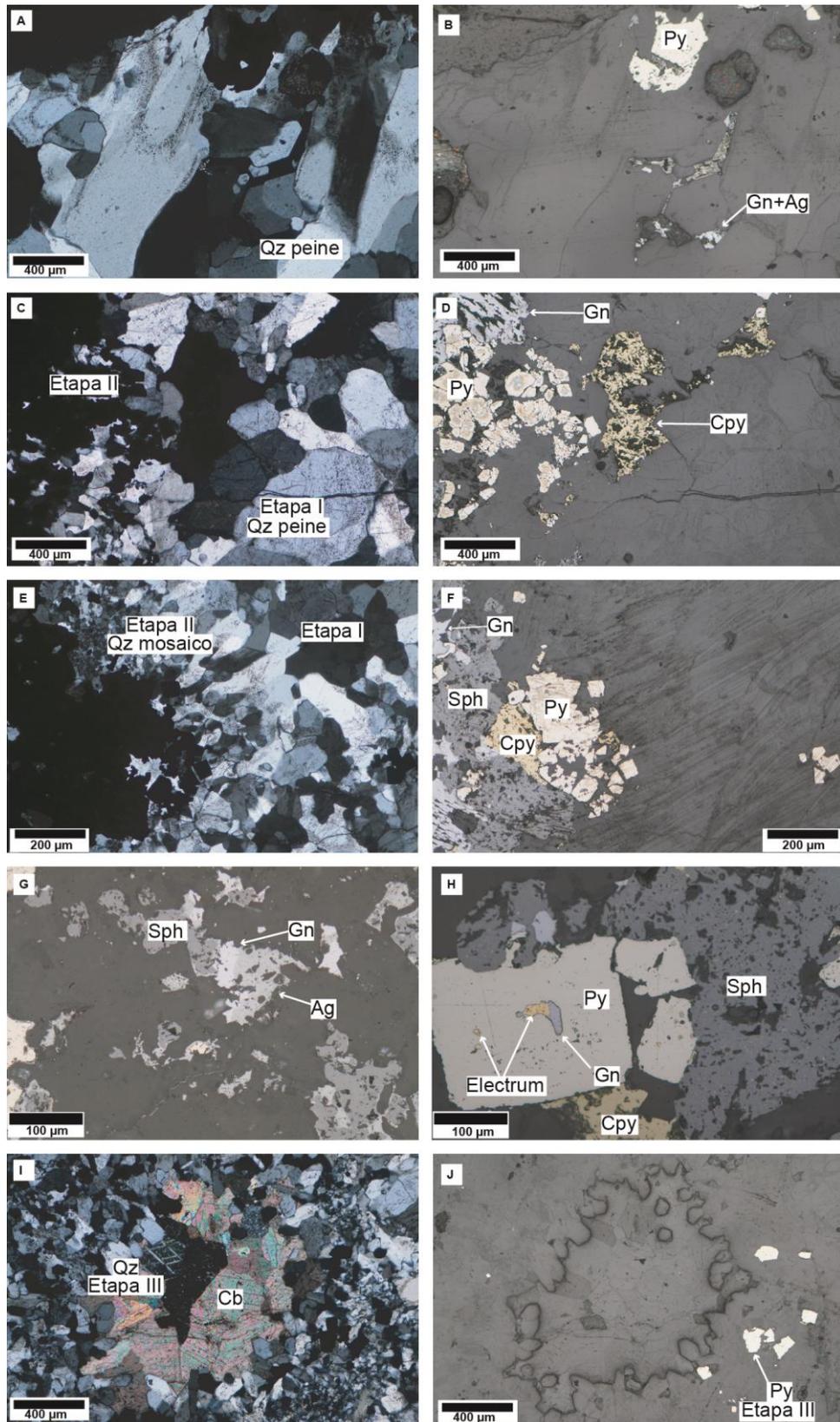


Figura 5.33. A: fotomicrografía de cuarzo (Qz) con textura en peine de la etapa de apertura. B. pirita (Py) euhedral de la etapa de relleno, la galena y acantita (Gn+Ag) presentes se da por relleno del espacio entre los cristales de cuarzo en una etapa posterior. C: fotomicrografía de Cuarzo con textura en peine y mosaico de la etapa I y II respectivamente. D. calcopirita (Cpy), Pirita (Py) de la etapa de apertura, y Galena (Gn) de la etapa de relleno. E: fotomicrografía de etapas I y II con cuarzos de textura en mosaico y en peine. F: fotomicrografía de asociación mineral de sulfuros de la etapa II, se observa la presencia de calcopirita (Cpy), pirita (Py), Galena (Gn) y esfalerita (Sph). G: fotomicrografía en luz reflejada de la mineralización de Ag en Bacis, se observa la Acantita (Ag), asociada a galena (Gn) y esfalerita (Sph), la acantita se encuentra reemplazando los bordes de la esfalerita. H. fotomicrografía de la mineralización de Au electrum, este se encuentra asociado a galena (Gn) y están

reemplazando como inclusiones a la Pirita (Py). I. fotomicrografía de la etapa III de cierre, se observa Qz con textura en peine y rellenando con Carbonatos (Cb). J. fotomicrografía de la Etapa III donde se observa la presencia de cristales de Pirita (Py) subhedrales a euhedrales.

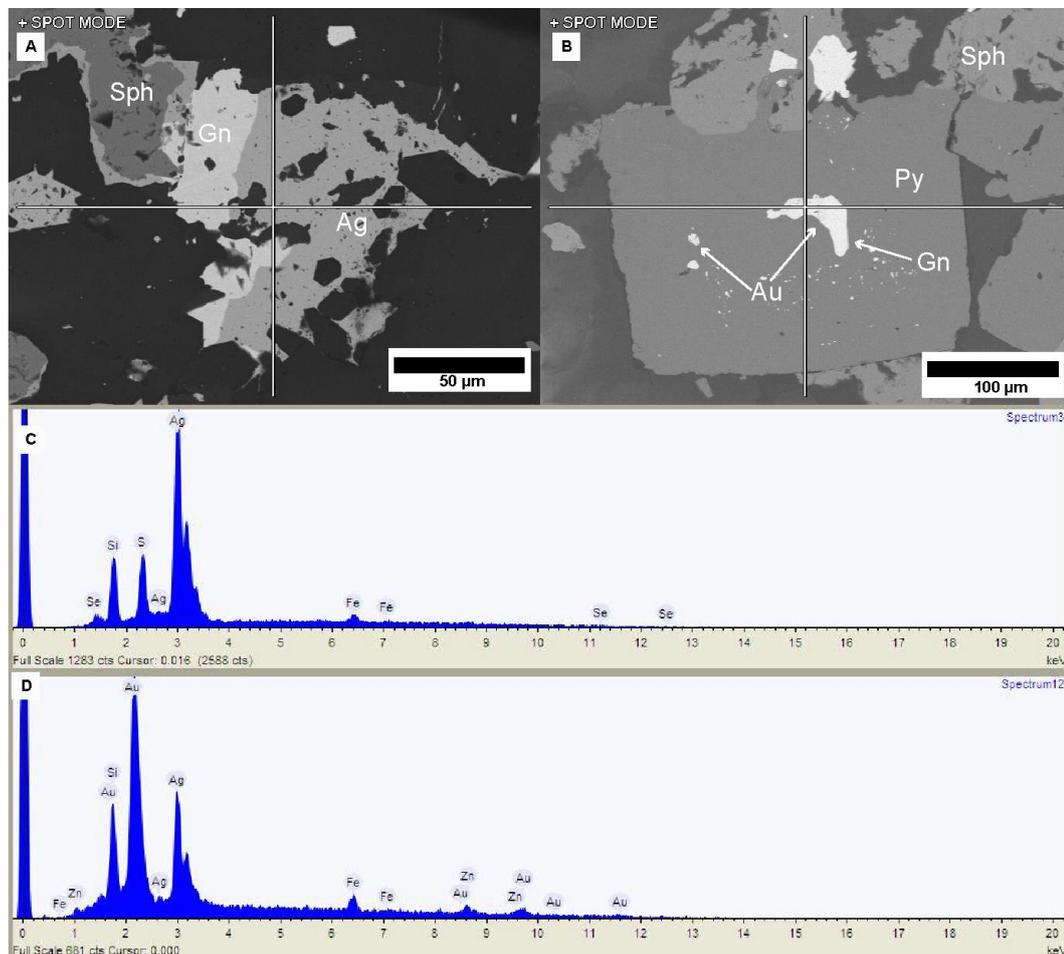


Figura 5.34. A. imagen de EDX, donde se observa galena (Gn), esfalerita (Sph) y acantita (Ag). B. imagen de EDX de inclusión de electrum (Au), asociado a galena (Gn) dentro de un cristal de pirita (Py), con crecimientos de esfalerita (Sph). C. gráfica de composición elemental del punto medido en la imagen A. D; gráfica de composición elemental del punto medido en la imagen B.

5.4.2 El distrito minero de La Ciénega

La mineralización presente en el distrito minero de La Ciénega se encuentra asociada a vetas hidrotermales que cortan el domo riolítico y hasta superficie (figura 5.35). A la fecha la veta es reconocida a una profundidad de 300 m en la cota 1900 msnm aproximadamente. En interior mina, se encuentran vetas con orientaciones E-W y que son cortadas por estructuras, vetas y fallas de orientación NW (figura 5.36 A). Estas vetas E-W, se encuentran cortando litologías de andesitas del Paleoceno, y se presentan como enjambre de vetas con diferentes etapas de formación (figura 5.36 B). Las vetas NNW-SSE cortan litologías desde las andesitas del Paleoceno hasta el domo riolítico del Oligoceno (figura 5.36 B-C), estas se encuentran como enjambres

de vetillas, vetas tabulares con diferentes etapas de crecimiento y brechas hidrotermales (figura 5.36 B-C-D).

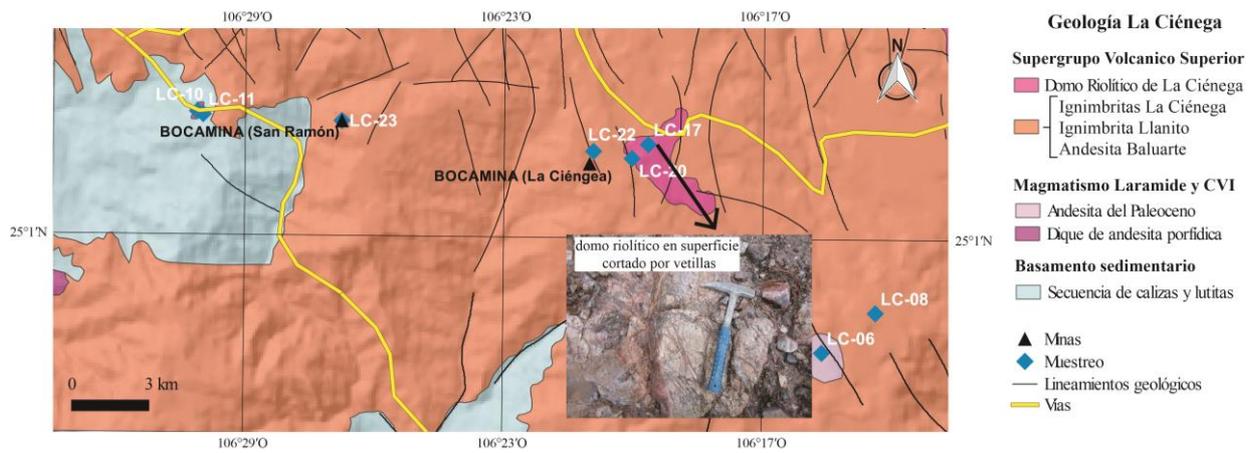


Figura 5.35. Ubicación mina La Ciénega, vetas mineralizadas en riolita en superficie.

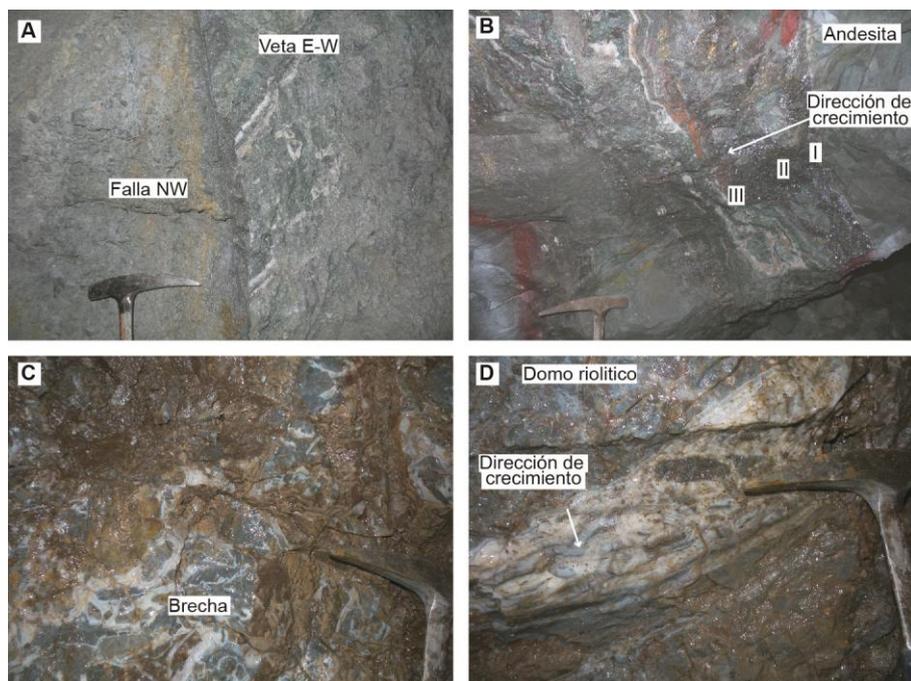


Figura 5.36. A: fotografía de falla NW cortando vetas E-W emplazadas en andesitas. B: fotografía de veta cortando litología de andesita, se observa una pequeña etapa de apertura I, seguido de una etapa de relleno II y una de cierre III. C: fotografía de brecha hidrotermal cortando la litología del domo riolítico. D: fotografía de veta con dos etapas de crecimientos cortando la litología del domo riolítico

La roca caja de composición andesítica presenta una alteración propilítica penetrativa ($Qz + Chl \pm Py \pm Ad \pm Ep \pm Ser$, figura 5.37 A) y sericítica ($Ser + Qz + Py \pm Chl \pm ill/Sme \pm Cb$, figura 5.37 B), las cuales se encuentran en los niveles 1960m y 2340m respectivamente.

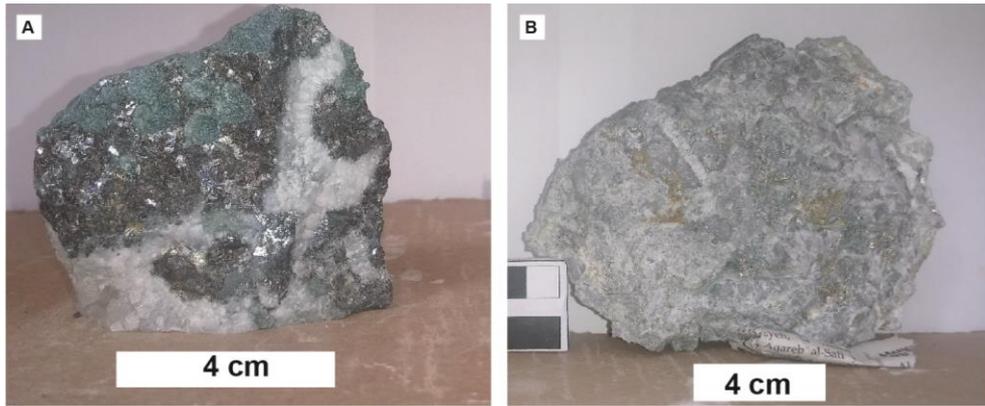


Figura 5.37. A. fotografía de muestras provenientes de la veta con sulfuros y fragmentos de la roca caja de andesita con alteración propilítica penetrativa. B: fotografía de brecha hidrotermal en andesita con fragmentos de la roca caja con alteración sericítica.

La roca caja de composición riolítica presenta una alteración sericítica selectivamente penetrativa ($Ser + Qz \pm Chl \pm Ep \pm Py$, figura 5.38 A), y argílica – silicificación ($Qz + Ser \pm Py$, figura 5.38 B), las cuales se encuentran a 2240 – 2650 msnm respectivamente.

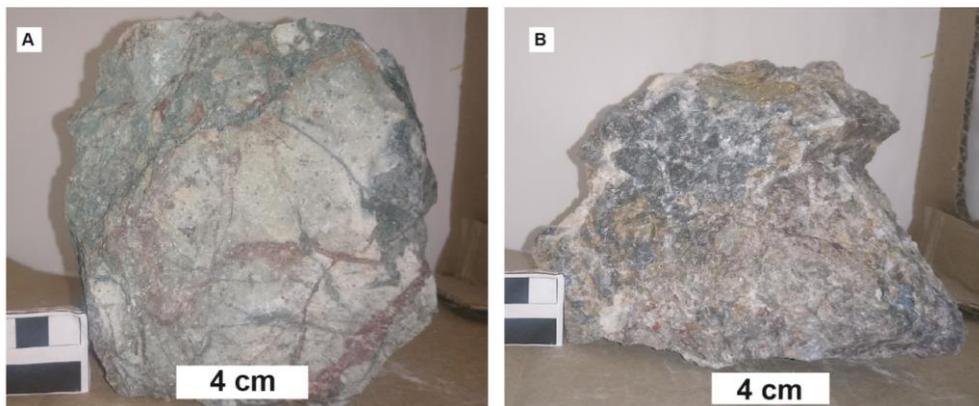


Figura 5.38. A. fotografía de domo riolítico cortado por vetillas de cuarzo, clorita y sulfuros. La roca caja presenta alteración sericítica. B: fotografía de brecha hidrotermal en el domo riolítico con fragmentos de la roca caja con alteración argílica con una fuerte silicificación.

La mineralización en el depósito de La Ciénega presenta dos tipos de vetas hidrotermales. Las más antigua, corta litologías de lavas andesíticas con orientaciones E-W, y las más joven corta a todas las litologías hasta el domo riolítico, estas últimas presentan orientaciones NNW-SSE (figura 5.36 A y Figura 5.39 J).

En la tabla 5.2, se muestran las asociaciones minerales y paragénesis presentes en las etapas de formación de las vetas E-W. Las líneas continuas representan que el mineral es común encontrarlo, las líneas punteadas que es poco

común, y el espesor de las líneas en que cantidad se puede encontrar. A continuación, se describe de manera más detallada cada etapa.

Tabla 5.2. Paragénesis mineral de las vetas E-W del depósito de La Ciénega

Mineral	Etapa I	Etapa II		Etapa III
		A	B	
Cuarzo (Qz)				
Illita (ill)		-----		
Clorita (Chl)			-----	-----
Pirita (Py)	-----	-----		-----
Galena (Gn)			-----	
Molibdenita (Mo)			-----	
Esfalerita (Sph)			-----	
Tetrahedrita - tenantita (td-tn)			-----	

Las vetas E-W presentan tres etapas de formación (figura 5.39 I), 1) etapa de apertura, caracterizada por la presencia de Qz con textura en peine y agregados euhedrales de pirita como traza (Figura 5.39 A y B), 2) etapa de relleno, caracterizada por cuarzos anhedrales con textura en mosaico asociado a agregados de illita y pirita diseminada, seguido de la formación de clorita junto agregados de galena y molibdenita, esfalerita acicular y tenantita-tetraedrita diseminada ocasionalmente (figura 5.39 C-D-E-). 3) etapa de cierre, caracterizada por cuarzo con textura en peine y la presencia de cristales euhedrales de pirita diseminados (figura 5.39 I), sin embargo, no siempre se encuentra presente.

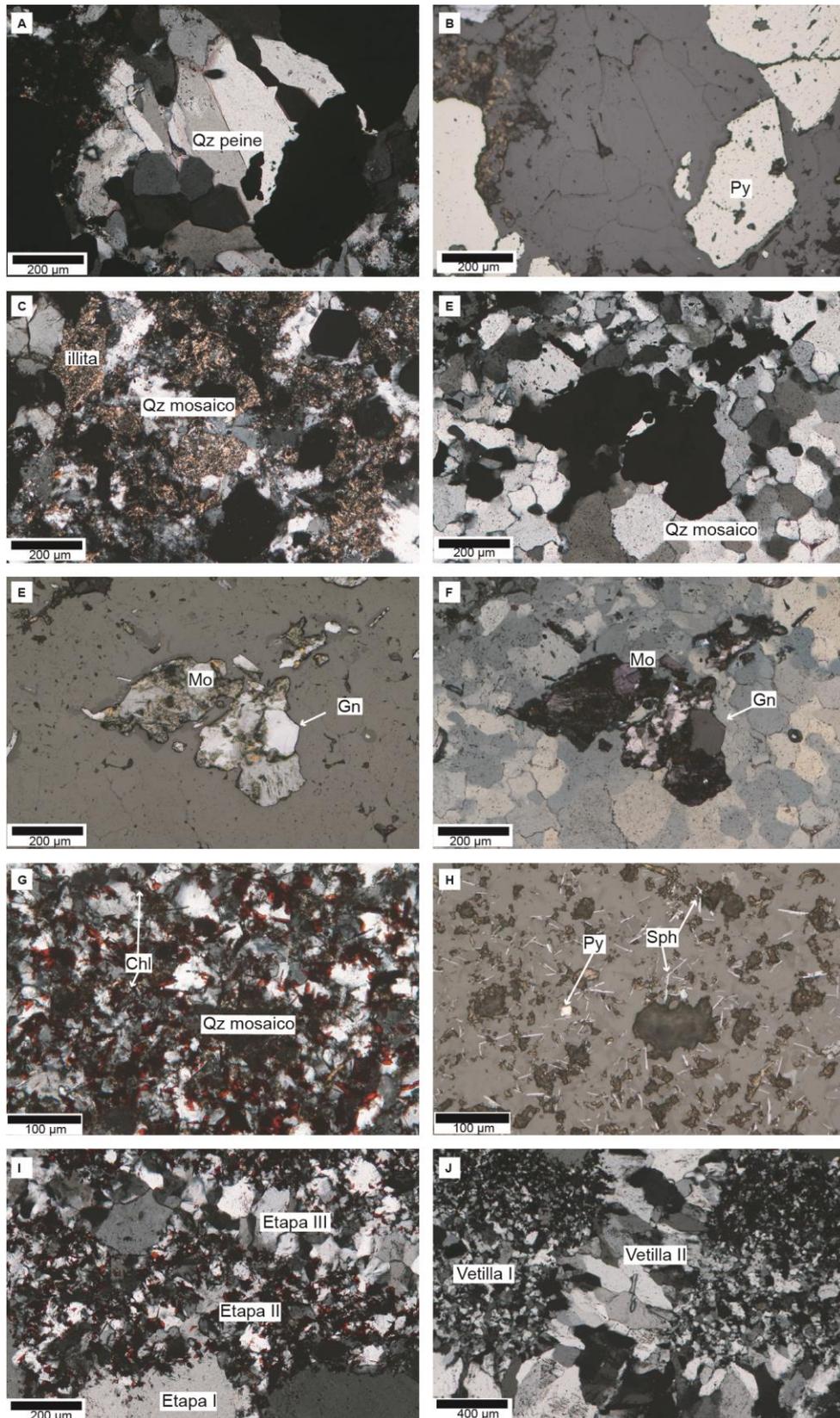


Figura 5.39. A: Qz con textura en peine de la etapa de apertura. B: Py de la etapa de apertura asociada al Qz en peine. C: illita + Qz en mosaico en la etapa de relleno. D, E y F: fotomicrografías en luz transmitida (D) y luz reflejada (E y F) de Qz en mosaico con Mo y Gn. G y H: fotomicrografías en luz transmitida y luz reflejada de Qz en mosaico con Chl + Py + Sph. I: fotomicrografía donde se observan las etapas de apertura (I), Relleno (II) y cierre (III). J: fotomicrografía donde se observa la vetilla II cortando la vetilla I. Qz: cuarzo, Py: pirita, Chl: clorita, Sph: esfalerita, Mo: molibdenita, Gn: Galena.

En la tabla 5.3, se muestran las asociaciones minerales presentes en cada etapa de formación de las vetas NNW-SSE. Las líneas continuas representan que es común encontrar el mineral, las líneas punteadas que es poco común, y el espesor de las líneas en que cantidad se puede encontrar. A continuación, se describe de manera más detallada cada etapa.

Tabla 5.3. Paragénesis mineral de las vetas NNW-SSE del depósito de La Ciénega

Mineral	Etapa I	Etapa II			Etapa IV
		A	B	C	
Cuarzo (Qz)	—————	—————	—————	—————	—————
Adularia (Ad)	- - - - -				
Calcedonia (Ca)	—————				
Clorita (Chl)		- - - - -			
Barita (Ba)					—————
Pirita (Py)	- - - - -	—————			- - - - -
Calcopirita (Cpy)		- - - - -			
Esfalerita (Sph)			—————		
Galena (Gn)			—————		
Tetraedrita - tennantita (td-tn)				- - - - -	

Las vetas NNW-SSE se encuentran en las litologías de andesitas del CVI y del domo riolítico del SVS. Estas vetas presentan tres etapas de formación (figura 5.40 H). 1) etapa de apertura, caracterizada por cuarzo euhedral a subhedral con textura en peine, flamboyante y plumosa, calcedonia, agregados euhedrales de pirita (figura 5.40 A -B) y cristales romboédricos de adularia ocasionalmente. 2) etapa de relleno, caracterizada por cuarzoes anhedrales con textura en mosaico, agregados de clorita, acompañado de pirita diseminada y calcopirita como traza, seguido de agregados euhedrales de esfalerita y galena (figura 5.40 C-D-E-F), se encuentra tenantita –

tetraedrita con Ag hacia los bordes de los cristales de esfalerita, galena, y acantita en las litologías del domo riolítico. Mediante análisis SEM-EDX se corroboró la presencia de Ag en tenantita-tetraedrita (figura 5.41). 3) etapa de cierre, caracterizada por la presencia de cuarzo euhedral con textura en peine, cristales tabulares de barita (figura 5.40 G). y pirita euhedral de manera diseminada

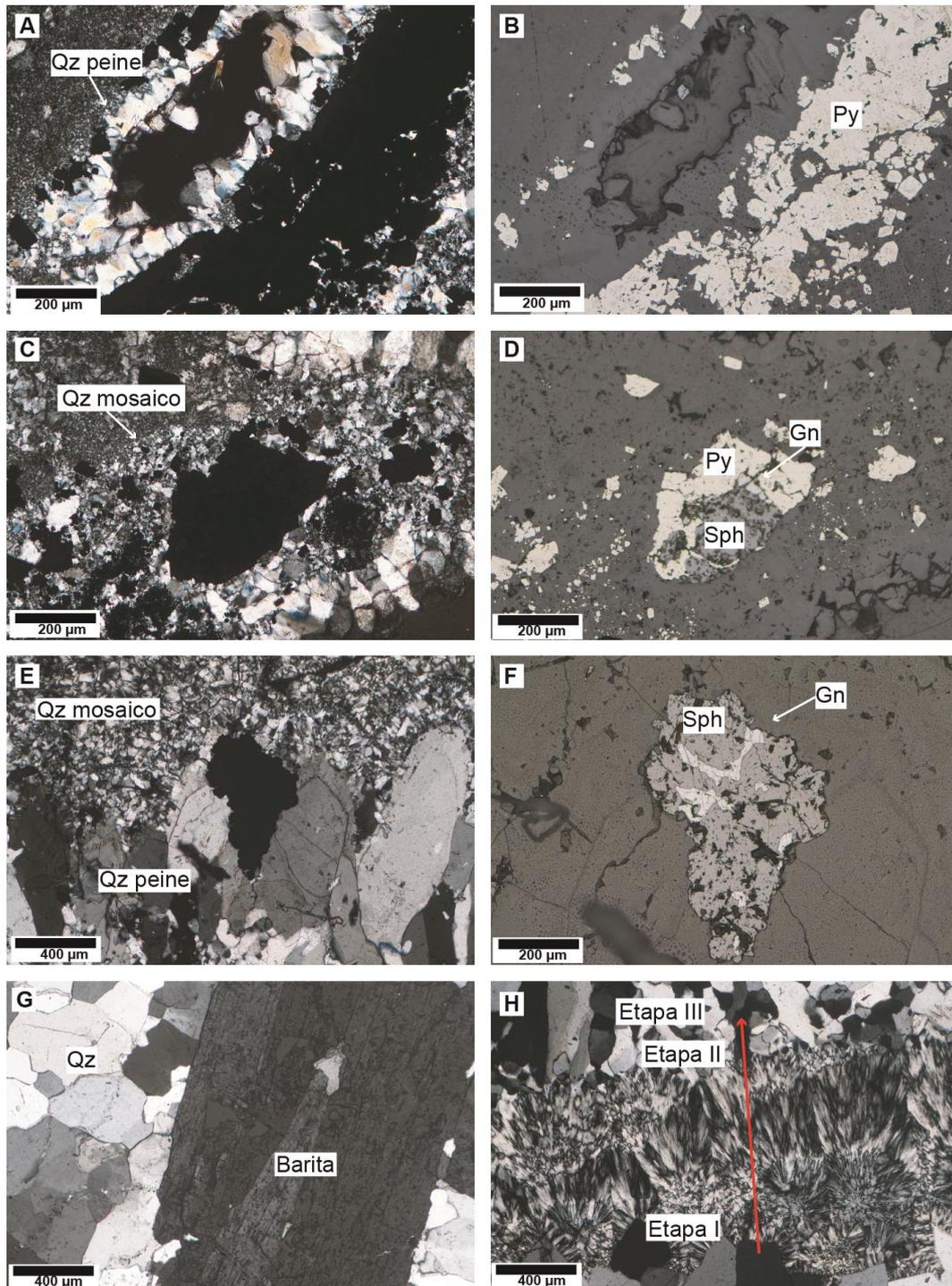


Figura 5.40. A y B: fotomicrografías de etapa I en luz transmitida y luz reflejada, se observa Qz con textura en peine asociado a Py euhedral. C-D: fotomicrografías de la etapa II en luz transmitida y reflejada, se observa Qz con textura en mosaico asociado a Py con Sph y Gn. E y F: fotomicrografías de las etapas I y II, se observan Qz con textura en peine y mosaico, asociado a esfalerita con Sph y Gn. G: fotomicrografía de Qz con cristal de barita presentes en la etapa III. H: fotomicrografía de las Etapa

de apertura (I) caracterizada por cuarzo en peine, seguido por cuarzo con textura plumosa y calcedonia, etapa de relleno (II) caracterizada por cuarzo con textura en mosaico, y etapa de cierre caracterizada por cuarzo en peine.

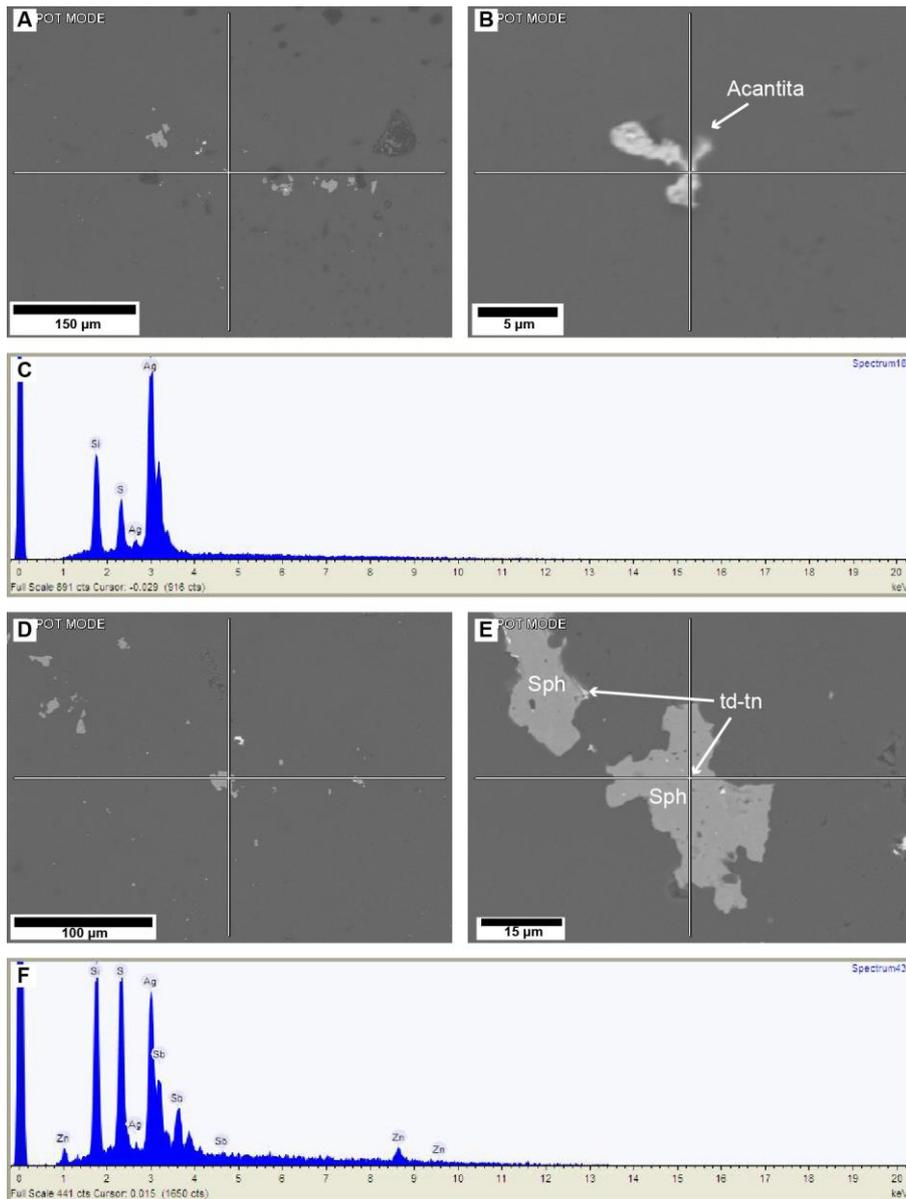


Figura 5.41. A -B-C: fotomicrografías en SEM-EDX y gráfica de composición elemental de análisis puntual de acantita dentro de cristales de cuarzo. D-E-F: fotomicrografías en SEM-EDX y gráfica de composición elemental de análisis puntual en tetraedrita-tenantita como inclusión en esfalerita.

5.5 Petrografía de inclusiones fluidas

Para este trabajo se realizó un reconocimiento petrográfico de las inclusiones fluidas presentes en cuarzos de las vetas en los depósitos de Bacis y La Ciénega. Describiendo las diferentes fases presentes dentro de inclusiones fluidas como líquido (L), gas o vapor (V) y sólido (S) (Van den Kerkhof y Ulrich, 2001). Se tomaron en cuenta únicamente las inclusiones fluidas primarias, estas se definen como inclusiones fluidas originadas durante el entrapamiento y son el resultado directo del crecimiento del cristal, mientras las inclusiones fluidas secundarias no se tuvieron en cuenta, ya que se forman por apertura y sellamiento de fracturas por eventos posteriores a la formación del cristal (Goldstein, 2003).

5.5.1 Petrografía de inclusiones fluidas en Bacis.

Se seleccionaron muestras de las vetas relacionadas a la mineralización del depósito de Bacis, para las cuales se realizaron secciones doblemente pulidas de ca. 300 μm de espesor. En estas secciones se encontraron inclusiones fluidas primarias dentro de los cuarzos con textura en peine (etapa I; figura 5.43 A y C) y mosaico (etapa II; figura 5.43 E). Estas inclusiones fluidas son de forma irregulares con, con tamaños de 1- 10 μm , y algunas muy excepcionales de 15 μm . Son inclusiones fluidas primarias, bifásicas (L+V; figura 5.43 B, D, F), con porcentaje de vapor de 10-30%. También se encontraron inclusiones fluidas primarias en fluorita (etapa III). Estas inclusiones tienen formas prismáticas y ovaladas, bifásicas (L+V; figura 5.42), con un porcentaje de vapor de hasta 40%.

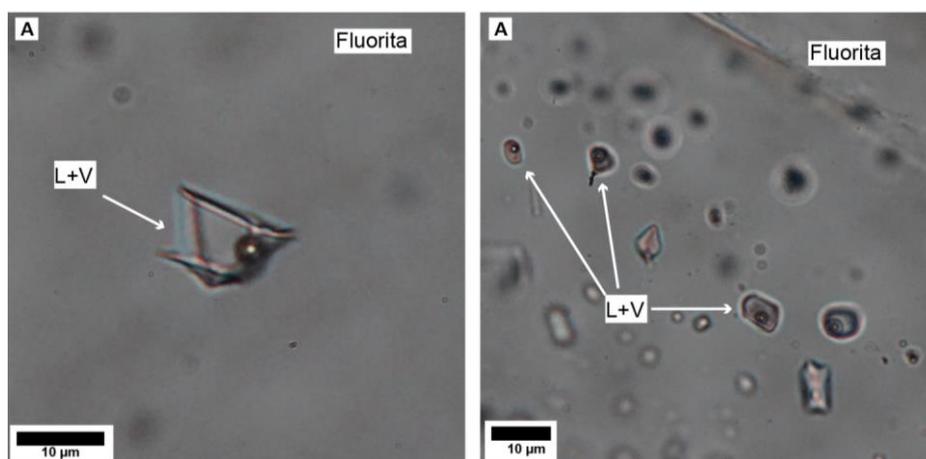


Figura 5.42: A: inclusión fluida primaria, bifásica, con forma prismática en cristal de fluorita. B: inclusiones fluidas primarias, bifásicas, con formas ovaladas dentro de cristal de fluorita. Líquido + vapor (L+V)

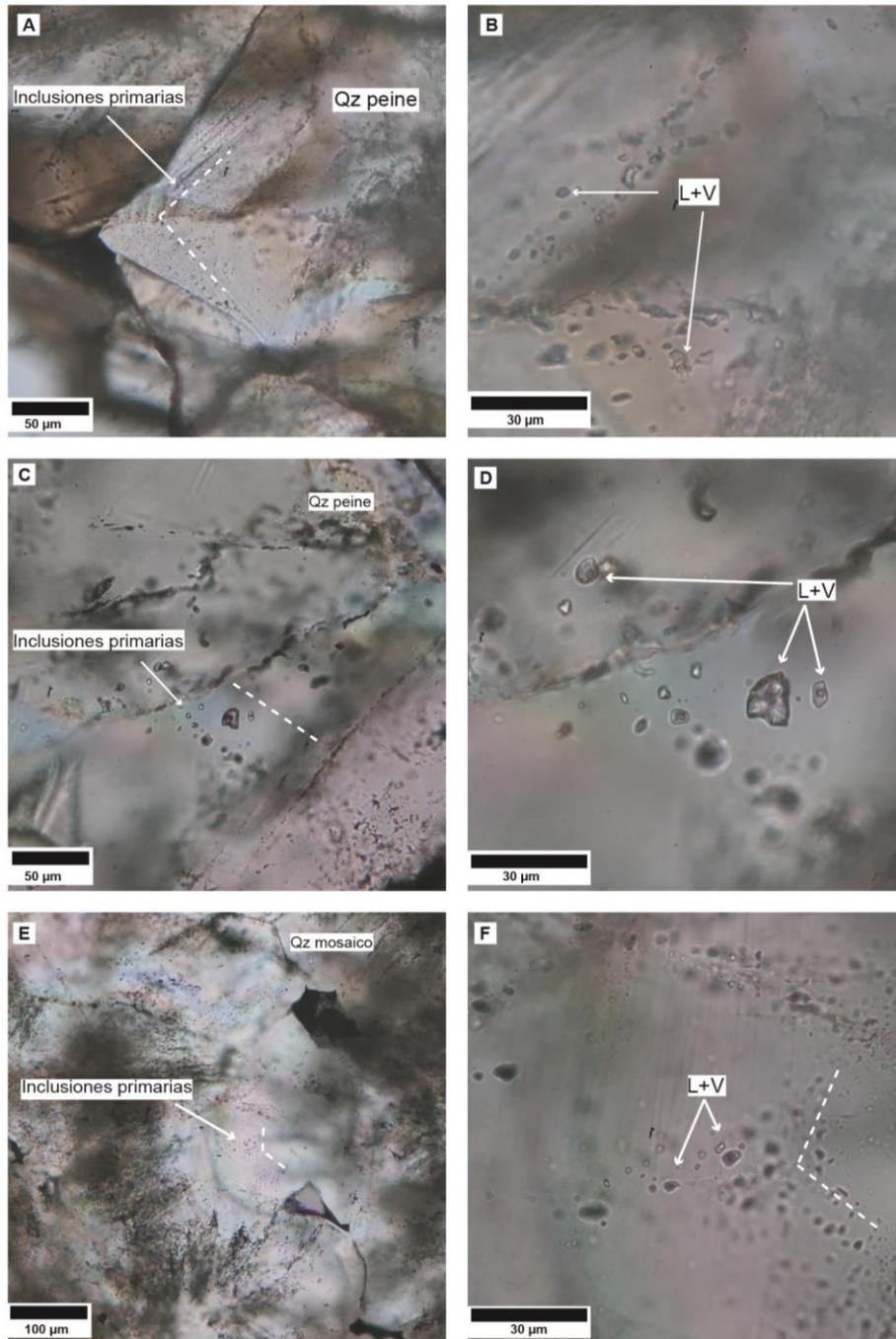


Figura 5.43: A-B-C-D: inclusiones fluidas primarias, se desarrollan paralelas al crecimiento de los cristales de Qz con textura en peine, estas inclusiones son bifásicas (L+V), con formas irregulares y ovaladas. E-F: inclusiones fluidas primarias, se desarrollan paralelos al crecimiento de los cristales de Qz con textura mosaico. Estas inclusiones fluidas son bifásicas (L+V), con formas ovaladas principalmente. Cuarzo (Qz), líquido + vapor (L+V).

5.5.2 Petrografía de inclusiones fluidas en La Ciénega.

Se seleccionaron muestras de las vetas E-W y NNW-SSE, que se asociarán a la mineralización del depósito de La Ciénega. Para estas muestras se realizaron secciones doblemente pulidas de ca. 300 μm de espesor. En estas secciones se

observaron inclusiones fluidas primarias asociadas a cuarzo con textura en peine (etapa I y III figura 5.44 C y E), cuarzo con textura en mosaico (etapa II; figura 5.44 A), y barita (etapa III). Las inclusiones fluidas encontradas en los cuarzos presentan formas irregulares, elípticas y prismáticas (figura 5.44 B, D y F), y formas irregulares y elípticas en la barita. Estas inclusiones tienen tamaños de 5-15 μm , aunque algunas inclusiones llegan hasta 30 μm . Todas las inclusiones fluidas encontradas son bifásicas (L+V), con un porcentaje de vapor mayormente de 20-25 %, pero algunas llegan hasta el 40% de vapor.

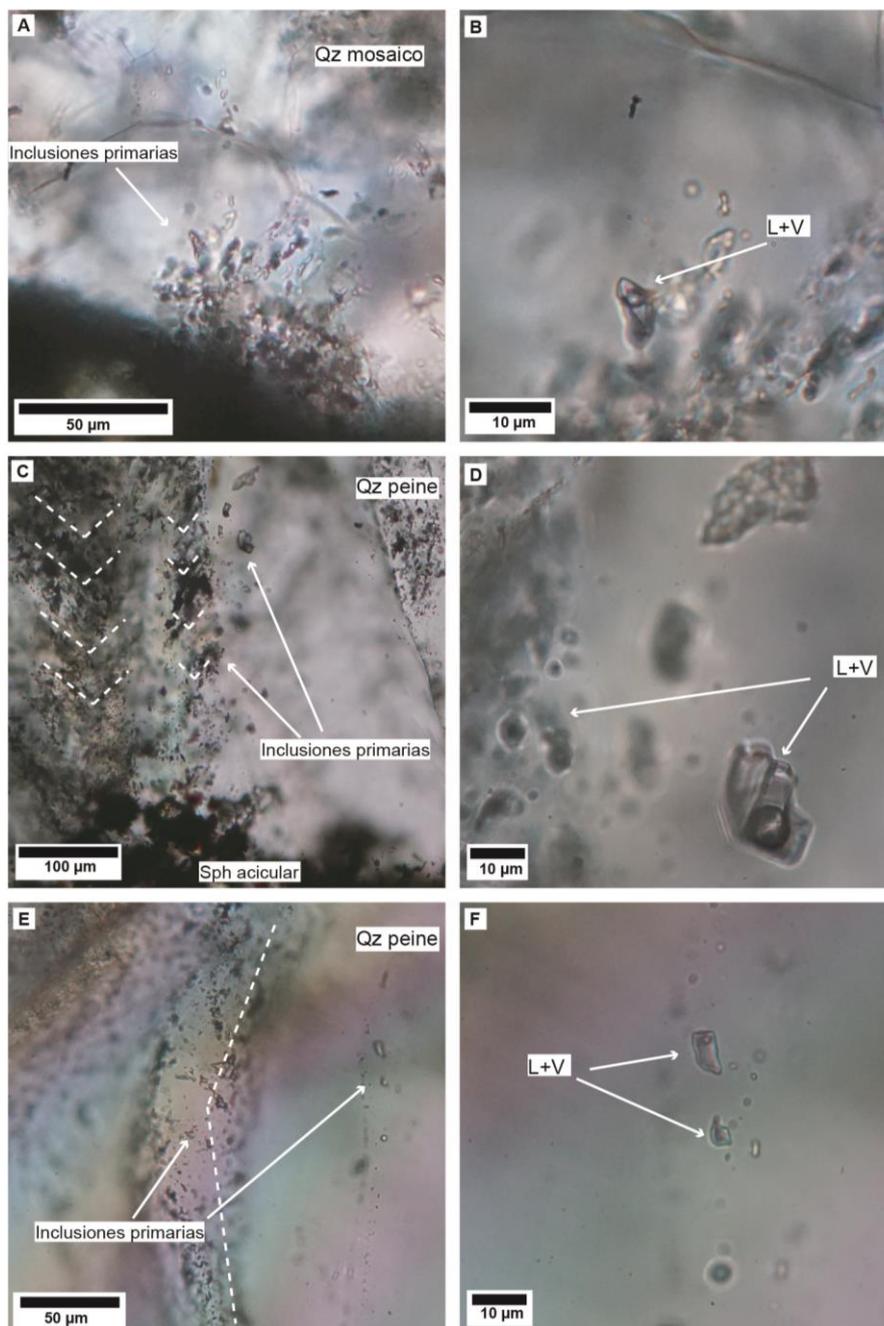


Figura 5.44: A-B: inclusiones fluidas primarias en cristales de Qz con textura en peine de las vetas en la litología de andesita, estas inclusiones son bifásicas (L+V), con formas irregulares y ovaladas. C-D: inclusiones fluidas primarias, se desarrollan

paralelos al crecimiento de los cristales de Qz con textura en peine de las vetas en la litología de andesitas. Estas inclusiones fluidas son bifásicas (L+V), con formas prismáticas y ovaladas principalmente. E-F: inclusiones fluidas primarias, se desarrollan paralelos al crecimiento de Qz con textura en peine de las vetas que cortan el domo riolítico. Estas inclusiones son bifásicas (L+V), con formas ovaladas e irregulares principalmente. Cuarzo (Qz), liquido + vapor (L+V).

5.6 Resultados microtermométricos de inclusiones fluidas

5.6.1 Distrito minero de Bacis.

Las muestras recolectadas provienen de las vetas NNW mineralizadas de los niveles 1550 m y 1650 m. Se analizaron inclusiones fluidas en cuarzos de la etapa I y II, y en fluoritas de la etapa III (figura 5.45 A-B-C-D).

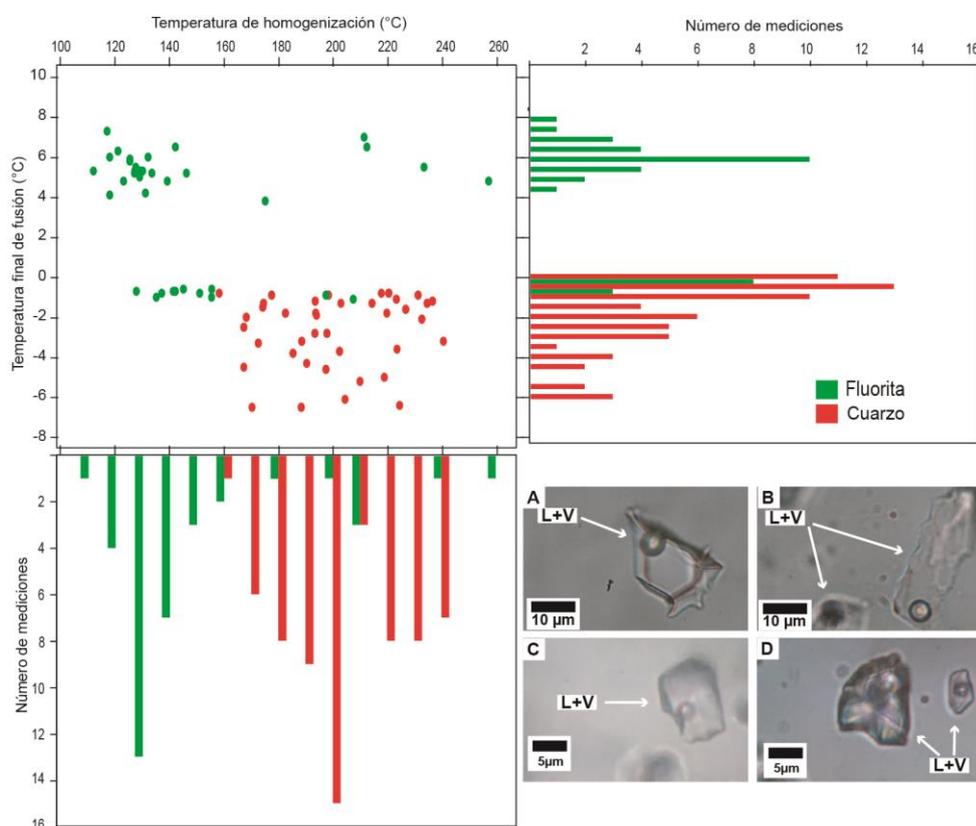


Figura 5.45: graficas de distribución de Temperatura de homogenización (Th) Vs Temperatura final de fusión (Tm), histogramas de Tm y Th. A-B: inclusiones fluidas primarias en cristales de fluoritas de la etapa III. C-D: inclusiones fluidas primarias en cristales de cuarzo en mosaico de la etapa II.

Las inclusiones bifásicas en cuarzo presentan un rango de Th que va desde 156°C hasta 238°C, con una distribución de tipo campana de Gauss con un máximo situado a ca. 200°C (figura 5.45). La Tm calculada va de -6 °C hasta -0.3°C, mostrando una distribución de campana de Gauss con un máximo en -0.5°C (figura 5.45)., y salinidades de 0.5 a 9.2 Eq. Wt %NaCl con una distribución similar y un máximo de

ca. 2.0 Eq. Wt %NaCl. Mientras que las inclusiones fluidas en fluorita presentan un rango de Th que va desde 110 °C hasta 254.5 °C, con una distribución bimodal con los máximos situados a 130 °C y 210°C (figura 5.45). la Tm calculada va de -0.6°C hasta 7.8 °C, también con una distribución bimodal con los máximos ca. 0°C y ca. 6°C.

5.6.2 Resultados microtermométricos de inclusiones fluidas en el distrito minero de La Ciénega.

Las muestras analizadas provienen de las vetas E-W y NNW-SSE mineralizadas de los niveles 1960 m, 2340 m y 2140 m, emplazadas en las litologías de andesitas y el domo riolítico respectivamente. Se utilizaron cuarzos de la etapa I y II. Las inclusiones fluidas observadas en el nivel 1960 m y 2340 m, en vetas que cortan las andesitas (n=196), y las inclusiones fluidas analizadas en cuarzos de las vetas del nivel 2520 m cortan el domo riolítico (n=52). Las inclusiones bifásicas en el cuarzo de vetas mineralizadas dentro de andesita presentan un rango de Th que va desde 130 °C hasta 331.1 °C, con una distribución bimodal con máximos en 150°C y 230-240°C respectivamente (se representa en color azul figura 5.46). La Tm que presentan estas inclusiones va desde -4.5°C hasta -0.1°C, con una distribución tipo campana de Gauss con un máximo situado en -1°C (se representa en azul figura 5.46) y salinidades de 0.2 a 7.2 Eq. Wt %NaCl con una distribución similar a la Tm, con un máximo 2 Eq. Wt %NaCl.

Las inclusiones bifásicas en los cuarzos de las vetas que se encuentran el domo riolítico presentan un rango de Th que va 130°C hasta 256°C, con una distribución tipo campana de Gauss con un máximo en 150°C (se representa en color rojo en figura 5.46). La Tm de estas inclusiones va desde -3.6 °C hasta -0.3°C con una distribución tipo campana de Gauss con un máximo de -2.5 °C (se representa en color rojo en figura 5.46). Las salinidades calculadas van de 0.5 hasta 5.9 Eq. Wt %NaCl, con una distribución igual a la Tm, presenta un máximo en 4.5 Eq. Wt %NaCl.

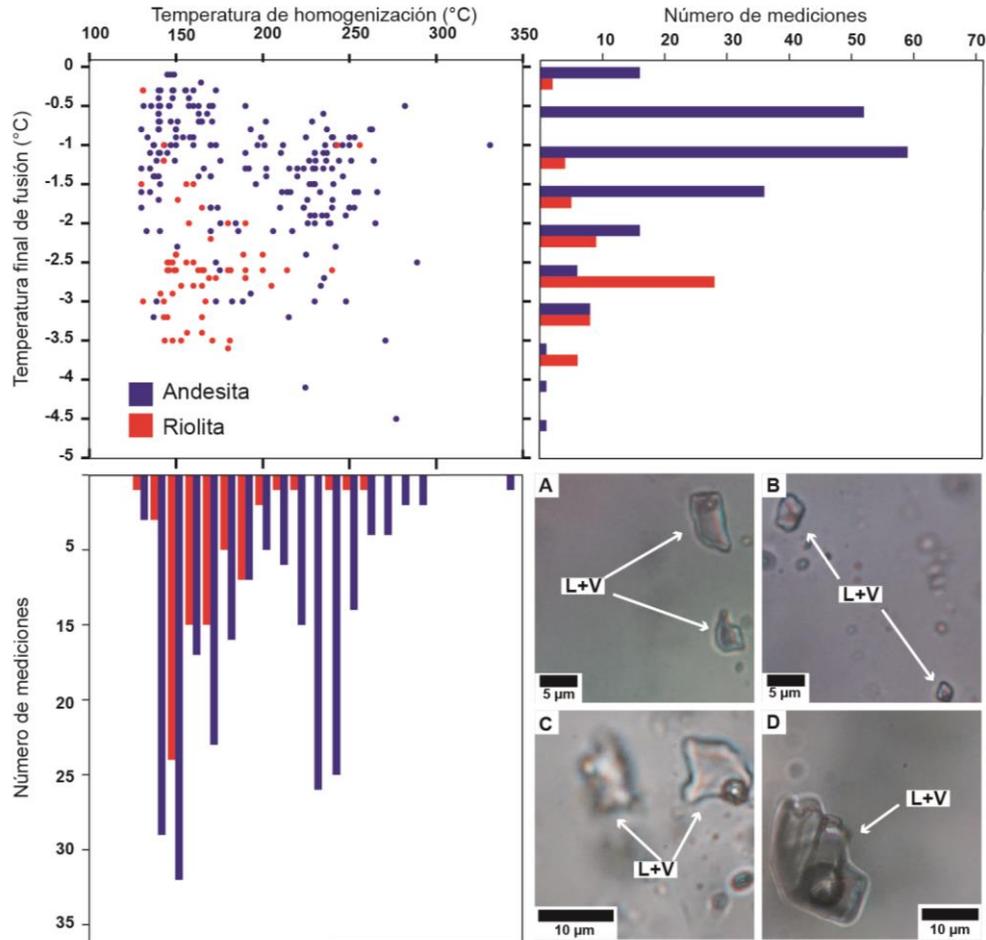


Figura 5.46: graficas de distribución de Temperatura de homogenización (Th) Vs Temperatura final de fusión (Tm) en las vetas del distrito minero de La Ciénega. histogramas de Tm y Th. A-B: inclusiones fluidas primarias en cuarzos en mosaico de las vetas emplazadas en riolitas. C-D: inclusiones fluidas primarias en cristales de cuarzo en peine y mosaico respectivamente de las vetas emplazadas en las andesitas.

5.7 Resultados de microtermometría por decreptometría en cuarzos de las vetas mineralizadas de los distritos mineros de Bacis y La Ciénega.

Para este análisis se seleccionó una muestra de veta mineralizada de Bacis (nivel 1550 m) emplazada en la litología del domo riolítico, y una muestra de La Ciénega (nivel 2340 m) emplazada en la litología de andesitas del Eoceno. En estas muestras se eligieron los cuarzos de la etapa II asociada a la mineralización

La muestra del distrito minero de Bacis, presenta un rango de temperaturas de decrepitación desde 350 °C hasta 490°C, que forma una distribución tipo campana de Gauss, con un máximo bien definido en ca. 430°C (se muestra en color rojo, figura 5.47). Las muestras del distrito La Ciénega. Muestran dos distribuciones diferentes. Mientras que la muestra del nivel 2340 m, muestra un rango de 290 °C hasta 470°C con dos máximos en 330°C y 410°C (se muestra en azul figura 5.47).

En el grafico se observa que la cantidad de inclusiones presentes en el distrito de La Ciénega es ca. 4 mayor que las presentes del distrito Bacis (figura 5.47).

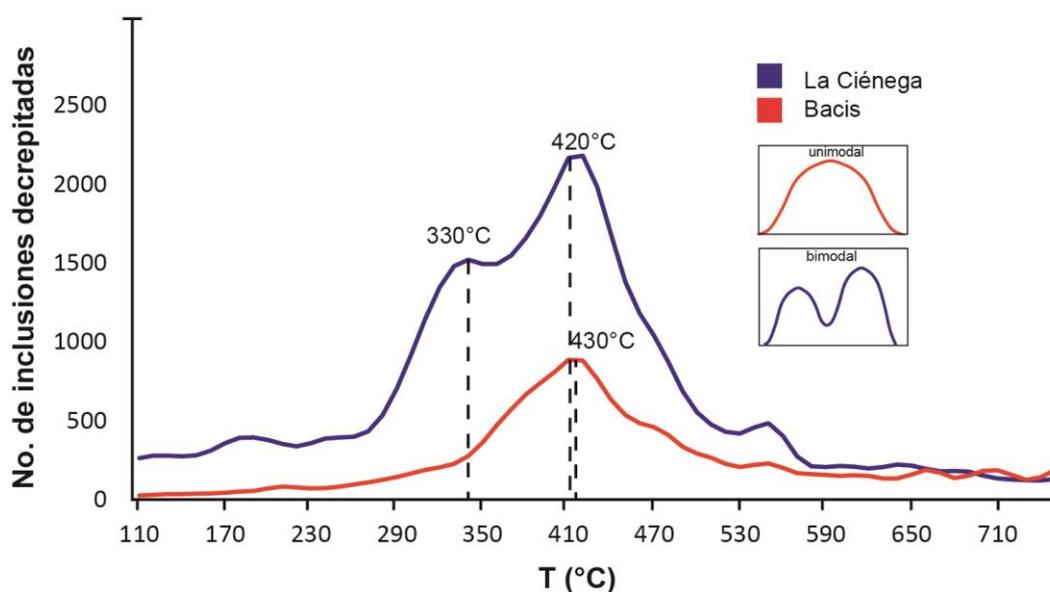


Figura 5.47: diagrama de decriptometría de las muestras del distrito minero de Bacis y La Ciénega. Se observa la distribución de cantidad de inclusiones fluidas decrepitadas por cada 10°C. El color rojo representa la distribución en las muestras del distrito minero de Bacis, y el color azul la distribución de las muestras del distrito minero de La Ciénega.

5.8 Química y cálculo de temperatura con el geotermómetro en cloritas de los eventos de mineralización.

Estos análisis se realizaron con la finalidad de determinar las condiciones de formación de las cloritas asociadas a los eventos de mineralización en los distritos mineros de Bacis y La Ciénega. Se realizaron 153 análisis en 38 cristales de clorita. 24 análisis se realizaron para las cloritas en el distrito minero de Bacis y 105 para el distrito minero de La Ciénega (anexo 4).

5.8.1 Resultados del cálculo de temperatura con el geotermómetro en cloritas del distrito minero de Bacis

Las cloritas del distrito minero de Bacis pertenecen a la veta mineralizada del nivel 1550 m, estas cloritas se encuentran como agregados laminares verde fibrosos, con pleocroísmo leve y colores de interferencia de primer orden. Asociado a cuarzos con textura en peine de la etapa II de mineralización y sulfuros como piritita, calcopiritita, esfalerita y galena (figura 5.48 A-B).

De acuerdo con los análisis de MEB, estas cloritas se caracterizan por tener un Al^{IV} entre 1.59 y 2.32 átomos por unidad de fórmula (p.f.u.), Si de 5.68 a 6.41 átomos p.f.u., y un $X_{Fe} = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ desde 0.37 hasta 0.61 átomos p.f.u. (fórmula mineral calculada en base de 28 átomos de oxígeno p.f.u.). Siguiendo los parámetros de clasificación de cloritas según Zane y Weiss (1998), las cloritas son Tipo I, y se encuentran en el límite entre chamosita y clinocloro (figura 5.48 C).

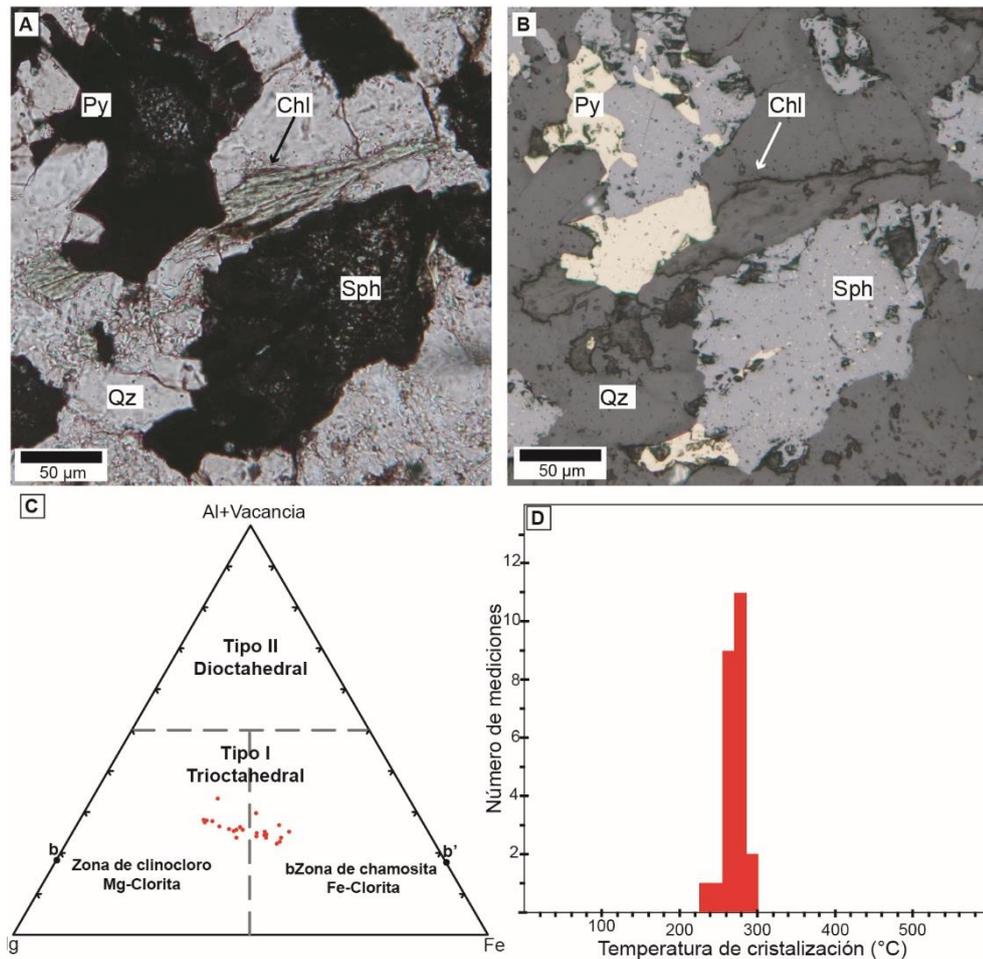


Figura 5.48. A-B: fotomicrografías en luz transmitida y luz reflejada, donde se observa la asociación de Qz+Chl+Sph+Py. C: diagrama de clasificación de cloritas basado en Zane y Wiess (1998). D: histograma de temperaturas de cristalización de las mediciones de clorita de las vetas mineralizadas del distrito minero de Bacis. Cuarzo (Qz), clorita (Chl), esfalerita (Sph), pitita (Py), miembro final de clinocloro (b), miembro final de la chamosita (b')

Teniendo en cuenta el contexto geológico del distrito minero de Bacis, y la literatura para geotermometría en cloritas (Cathelineau y Nieva, 1985; Kranodiotis y McLean, 1987; Cathelineau, 1988; Kavalieris et al, 1990), se decidió calcular la temperatura de cristalización de la clorita usando la ecuación de Kranodiotis y McLean (1987), que es muy similar a la de Cathelineau y Nieva (1985), con una modificación en la corrección de Al^{IV} . El rango de temperaturas de cristalización en cloritas es 231.1

°C hasta 299.3 °C, formando una distribución tipo campana de Gauss, con un máximo en ca. 270 ± 22 °C (figura 5.48 D).

5.8.2 Resultados del cálculo de temperatura con el geotermómetro en cloritas del distrito minero de La Ciénega

Las cloritas del distrito minero de La Ciénega pertenecen a la veta NNW-SSE mineralizada del nivel 1960m y 2340 m. estas cloritas se encuentran como cristales tabulares diseminados, con pleocroísmo y colores de interferencia de primer orden. Asociado a cuarzos con textura en mosaico, pirita diseminada, esfalerita acicular y agregados de galena (figura 5.49 A-B-C-D).

De acuerdo con los análisis en MEB, estas cloritas se caracterizan por tener un Al^{IV} entre 1.49 y 2.80 átomos p.f.u., Si de 5.20 a 6.51 átomos p.f.u., y un $X_{Fe} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ desde 0.435 hasta 0.889 átomos p.f.u (formula mineral calculada en base de 28 átomos de oxígeno p.f.u). Siguiendo los parámetros de clasificación de cloritas según Zane y Weiss (1998), todas las cloritas son tipo I. Las cloritas del nivel 1960 se encuentran en el límite entre chamosita y clinocloro, y las cloritas del nivel 2340 se encuentran todas en la zona de chamosita (figura 5.49 E).

Teniendo en cuenta el contexto geológico del distrito minero de Bacis, y la literatura para geotermometría en cloritas (Cathelineau y Nieva, 1985; Kranodiotis y McLean, 1987; Cathelineau, 1988 y Kavalieris et al, 1990), se decidió calcular la temperatura de cristalización de la clorita usando la ecuación de Kranodiotis y McLean (1987), que es muy similar a la de Cathelineau y Nieva (1985), con una modificación en la corrección de Al^{IV} . El rango de temperaturas de cristalización en cloritas es 237.7 °C hasta 372.4 °C, formando una distribución levemente bimodal, con máximos en ca. 260 ± 51 °C y 333 ± 12 °C (figura 5.49 F).

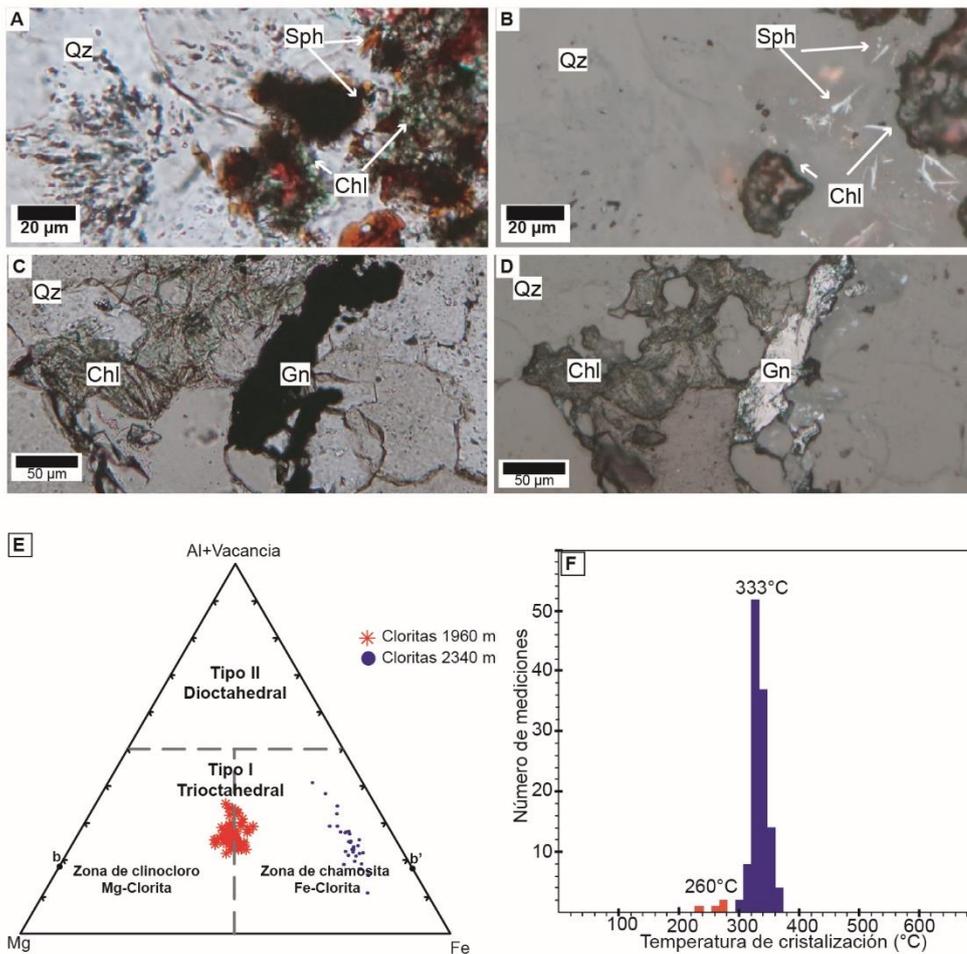


Figura 5.49. A-B: fotomicrografías en luz transmitida y luz reflejada, donde se observa la asociación de Qz+Chl+Sph en vetillas del nivel 2340 m. C-D: fotomicrografías en luz transmitida y luz reflejada, donde se observa la asociación de Qz+Chl+Gn en vetillas del nivel 1960 m. E: diagrama de clasificación de cloritas basado en Zane y Wiess (1998). F: histograma de temperaturas de cristalización de las mediciones de clorita de las vetas mineralizadas del distrito minero de La Ciénega. Cuarzo (Qz), clorita (Chl), esfalerita (Sph), Galena (Gn), miembro final de clinocloro (b), miembro final de la chamosita (b')

5.9 Calculo de presiones mediante isocoras de Inclusiones fluidas.

Estos cálculos se realizaron con la finalidad de estimar las condiciones de presión de formación de las cloritas asociadas a los eventos de mineralización en los distritos mineros de Bacis y La Ciénega. Para esto se utilizó el software ISOC, del paquete FLUIDS 1 (Bakker, 2003), en donde se calcularon valores P y T de las inclusiones fluidas después de alcanzar la homogenización, y así graficar las isocoras. Posteriormente se trazaron líneas de intersección con las temperaturas de cristalinidad de la clorita, y se obtuvieron los rangos de presión a los cuales se formaron.

En el distrito minero de Bacis se tomó como referencia el grupo de inclusiones fluidas más abundantes de ca. 200 °C (figura 5.45) para el cálculo de isocoras. La

temperatura de cristalinidad de la clorita es de ca. 270 °C (Figura 5.48 D), y se interceptan con las isocoras que muestran un rango de presión de ca. 1080 hasta 1280 bar (figura 5.50)

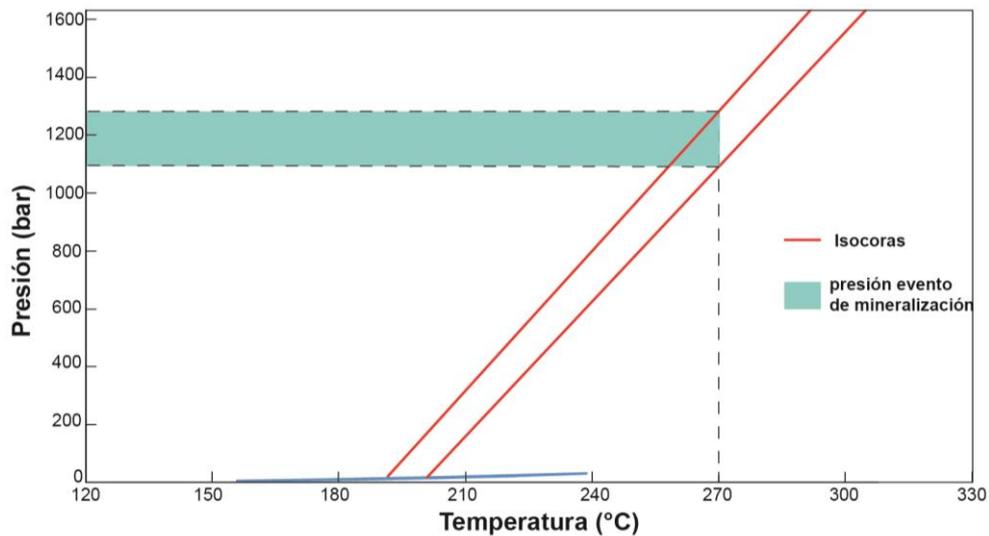


Figura 5.50. Diagrama para cálculo de presión de formación en las cloritas asociadas a la mineralización del distrito minero de Bacis. La línea de color azul representa la curva de equilibrio de fases de las inclusiones fluidas del distrito minero de Bacis. Las líneas rojas representan las curvas de isocoras para el grupo de inclusiones fluidas más abundante en el distrito minero de Bacis. La línea punteada representa la temperatura de cristalinidad de la clorita asociada a la mineralización, y el campo de color azul-gris representa el campo de presiones que se formaron las cloritas.

En el distrito minero de La Ciénega se calculan dos rangos de presiones debido a la distribución bimodal que se observa desde las temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas, decriptometría y las temperaturas de cristalinidad de la clorita. El grupo de inclusiones fluidas de menor temperatura de ca. 150°C, representa el evento hidrotermal presente en las litologías del domo riolítico y de la andesita del Paleoceno. El grupo de inclusiones fluidas de 230-240 °C representa el evento hidrotermal presente únicamente en la litología de andesitas del Paleoceno (Figura 5.46). Para el evento de ca 230-240 °C se evidencia una temperatura de cristalinidad de la clorita de ca. 333 °C, mientras que el evento de 150 °C presenta una temperatura de cristalinidad de la clorita de ca. 260 °C (figura 5.49). La temperatura de cristalinidad de la clorita de 333°C se intercepta con las líneas de isocoras para el grupo de inclusiones fluidas de 230-240°C y muestra un rango de presión de ca. 1275-1575 bar (figura 5.51). La temperatura de cristalinidad de la clorita de 260° se intercepta con las líneas de isocoras para el grupo de inclusiones fluidas de ca. 150°C y muestra un rango de presiones de 1925 -2150 bar (figura 5.51).

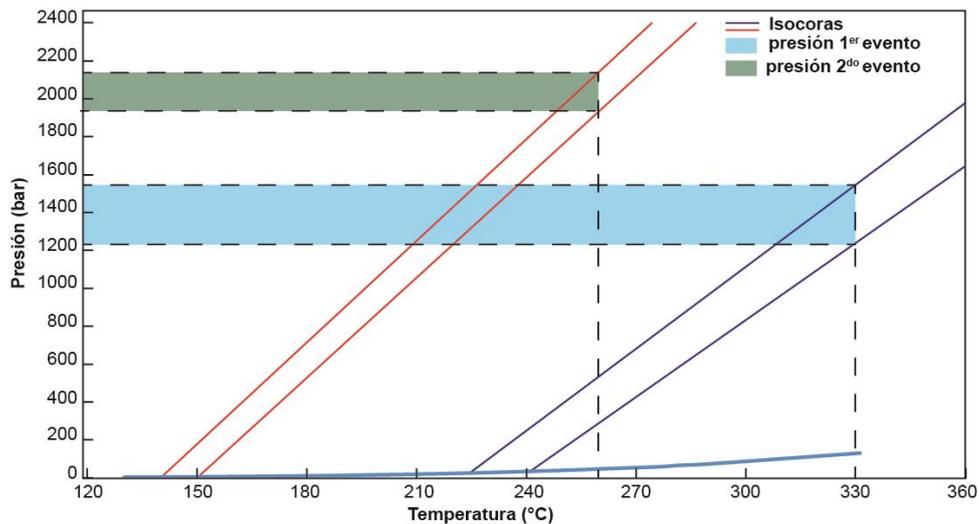


Figura 5.51. Diagrama para cálculo de presión de formación en las cloritas asociadas a la mineralización del distrito minero de La Ciénega. La línea de color azul representa la curva de equilibrio de fases de las inclusiones fluidas del distrito minero de La Ciénega. Las líneas rojas representan las curvas de isocoras para el grupo de inclusiones fluidas más abundantes del evento hidrotermal presente en las litologías del domo riolítico y de la andesita del Paleoceno. Las líneas azules representan las curvas de isocoras para el grupo de inclusiones fluidas más abundantes del evento hidrotermal presente en la litología de andesita del Paleoceno. La línea punteada representa la temperatura de cristalinidad de las cloritas asociadas a los dos eventos hidrotermales de formación. El campo de color azul claro representa el rango de presión de formación de las cloritas asociadas al primer evento hidrotermal. El campo de color verde representa el rango de presión de formación de las cloritas asociadas al segundo evento hidrotermal.

5.10 Geocronología de los eventos de mineralización

5.10.1 Distrito minero de Bacis

Para este distrito se identificó un solo evento de mineralización asociado al emplazamiento de los domos riolíticos del SVS. La edad sugerida anteriormente de ca. 27 Ma (Smith, 1995; Albinson et al. 2001) fue inferida en base a relaciones de corte y correlaciones estratigráficas regionales.

Las vetas NNW-SSE cortan el domo riolítico fechado por el método K-Ar a 29.4 Ma. No se observó una unidad sello de la veta. Por lo cual la mineralización epitermal de Au/Ag es más joven que esta edad. No se logró separar sericita producto de la alteración del sistema epitermal mineralizante. Por lo cual solo se pudo establecer una edad menor de 29.4 Ma.

5.10.2 Distrito minero de La Ciénega.

En el distrito de La Ciénega no se han realizado estudios de geocronología directos sobre la mineralización o minerales asociados a esta.

Para este distrito se fecho una población de illita por el método K-Ar y una adularia por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La illita, se caracteriza por estar presente en el nivel 1960 m dentro de una veta con orientaciones E-W, junto con vetas emplazadas en litologías de andesitas dentro de la etapa II. La adularia se separó de una vetilla dentro de un halo de alteración sericítica en el domo riolítico. Se seleccionaron los mejores y más preservados cristales de estos minerales para los fechamientos K-Ar (illita) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (adularia).

El análisis de K-Ar en la illita seleccionada presenta una edad de 34.7 ± 0.4 Ma (6.96% K, 95.4% ^{40}Ar ; 4.223×10^{-10} ^{40}Ar moles/g), siendo esta la edad máxima del evento de alteración hidrotermal.

El análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en adularia muestra un comportamiento en forma silla de montar (figura 5.52), donde cerca de la mitad del experimento empieza a disminuir la edad. La forma escalonada se encuentra demasiado pronunciada para determinar edades plateau. En este caso la isócrona no se encuentra bien definida, así que la edad máxima de cristalización se establece como 30.58 ± 0.09 Ma y la edad mínima de 26.76 ± 0.41 Ma como una edad de reinicio o perturbación del espectro por eventos magmáticos de ca. 26 Ma.

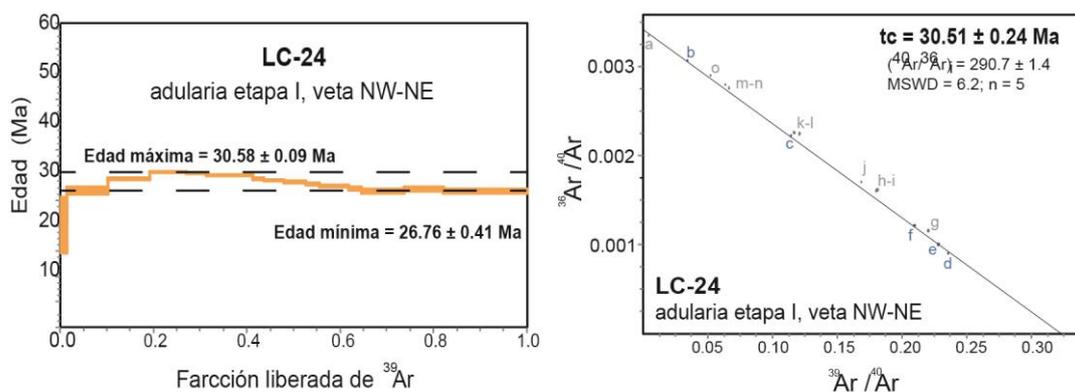


Figura 5.52. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en adularia presente en las vetillas mineralizadas del domo riolítico

6. DISCUSIÓN

Los estudios petrográficos y geocronológicos realizados en las diferentes formaciones que conforman las columnas estratigráficas de los distritos de Bacis y La Ciénega permitieron reconocer tres grupos cronológicos y litológicos principales: el basamento sedimentario/metamórfico, el magmatismo Laramidico, y el SVS.

6.1 Nueva columna cronoestratigráfica del distrito minero de Bacis

El basamento sedimentario corresponde a una unidad de meta-arenisca con moscovitas. Trabajos previos identificaron esta unidad como meta-arenisca-pizarra, y la correlacionan a nivel regional con formaciones del Jurásico medio (Consejo de Recursos minerales, 2000), o de edad cretácica (Smith, 1995). La distribución de edades U-Pb en circones obtenidas en esta muestra presentan distribuciones de edades desde el paleo Proterozoico (2969 Ma) al Triásico tardío (227 Ma). La edad máxima de depósito es de ca. 227 Ma, a partir del circón detrítico más joven (Dickinson y Gehrels, 2009). La población de circones más jóvenes de 300-240 Ma, representaría un arco magmático Permo-Triásico localizado al Oeste de Pangea antes de su ruptura (Ortega-Flores et al, 2014). Los picos de distribución de poblaciones observados y la edad máxima obtenida son similares a la edad máxima y distribución de edades reportada por la Formación El Chilar, la cual es parte del Abanico Potosino (Ortega-Flores et al, 2014). Lo que sugiere que la extensión al oeste del abanico potosino puede ser más importante que lo estimado actualmente (Ortega-Flores et al 2014). Las edades paleo-Proterozoicas encontradas podrían provenir de las provincias Mazatzal y Yavapai, (González-León et al, 2009). Las poblaciones de circones de 1600-1300 Ma podría provenir de una fuente del cratón amazónico o de Norte América (Weber et al, 2006, 2009; Martens et al, 2010). El rango de edades de 1250-900 Ma, representarían un aporte de basamento Grenvilliano (Ortega-Flores et al, 2014), similares al basamento cristalino mexicano u Oaxaqueño (Keppie et al, 2003, Solari et al, 2003). Poblaciones de edades de 750-450 Ma representarían la Orogenia Panafricana, con eventos de acreción ca. 650 Ma, magmatismo ca. 570 Ma y un reinicio termal del sistema ca. 450 Ma (Rino et al, 2008). Este arco se desarrolló de 284-232 Ma (Arvizu et al, 2009), y esta población de circones es reportada en varias

unidades sedimentarias en el centro de México (Ortega-Flores et al 2014), y se relaciona con el desarrollo de un abanico submarino a lo largo del margen Oeste de Pangea (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Silva-Romo et al, 2000).

Las siguientes litologías de la zona de Bacis, son un cuerpo monzogranítico que intruye al basamento y está cubierto por una lava andesítica. El cuerpo plutónico fue previamente descrito como Granodiorita-Granito, no es deformado, y fue relacionado regionalmente al Complejo Batolítico de Sinaloa. En estudios previos se le atribuyó una edad de 48.2 Ma, por su similitud con rocas plutónicas expuestas en Tayoltita (Consejo de recurso minerales, 2002). Los nuevos datos U-Pb obtenidos indican claramente una edad de 93 Ma que confirma la relación de esta apófisis al Complejo Batolítico de Sinaloa (94 – 61 Ma, Ferrari et al., 2013). La lava andesítica fue interpretada como unas Andesitas o Brecha volcánica andesíticas con una edad estimada Eoceno-Oligoceno, por su similitud a unas lavas andesíticas encontradas en la localidad de San Lucas de Ocampo (38.8 Ma K-Ar roca total; Swanson, 1974 en Consejo de Recursos Minerales, 2000; Smith, 1995). Los datos de U-Pb (Fig.5.19) indican una edad de cristalización más antigua de ca. 85 Ma. Por tanto, se sugiere que estas litologías se asocian a un evento magmático del Arco Laramide, desarrollado durante el Cretácico tardío comparable a la Formación Tarahumara y el grupo volcánico inferior descrito en San Dimas (McDowell et al, 2001; Montoya et al, 2019).

El tercer grupo se compone únicamente sucesiones de ignimbritas, domos riolíticos alargados y diques de basaltos con un rango de edad de ca. 33-29 Ma. Este rango de edad es similar a los estimados por correlación regional por autores anteriores (Consejo de Recursos Minerales, 2000; Smith, 1995). Este grupo de litologías representa el primer *flare-up* ignimbrítico a lo largo de la SMO (McDowell y Keitzer, 1977; Aranda-Gómez et al, 2000), que se asociaría al comienzo de la extensión durante el Oligoceno, evidenciando un magmatismo bi-modal (Ferrari et al, 2013).

Entre la andesita del magmatismo del arco Laramide y la secuencia ignimbrítica del SVS existe un hiatus magmático mayor a lo reportado en otras zonas de la SMO, de 45-34 Ma (Henry et al, 2003), ca. 43-32 Ma (Montoya et al, 2019). Igualmente, no se observa unidades sedimentarias continentales, pero si una discordancia angular

atribuida a la extensión Eoceno-Oligoceno. Esto podría ser debido a que la zona de Bacis está en el límite Oeste de la parte estable de la SMO (Ferrari, et al, 2007), donde la intensidad de la fase de extensión Eoceno-Oligoceno es limitada. El área de Bacis se comporta como un alto estructural que fue poco afectado por la extensión durante el Eoceno-Oligoceno. No se generaron cuencas locales o espacios para acomodar el material erosionado. Los productos de la erosión local fueron transportados y depositados hacia el Oeste, produciendo litologías sedimentarias, como la Formación Las Palmas en Tayoltita (Montoya et al, 2019).

6.2 Nueva columna cronoestratigráfica del distrito minero de La Ciénega

Para el distrito minero de La Ciénega, el basamento sedimentario se conforma por una secuencia de carbonatos con lutitas plegadas. Dentro de la secuencia se observa varios canales de alta energía rellenos de arenisca. Esta secuencia sedimentaria fue correlacionada con formaciones de edad Jurásico (De la Garza, 2001; Servicio Geológico Mexicano, 2006). La edad máxima de deposición es de ca. 150 Ma, a partir del circón detrítico más joven (Dickinson y Gehrels, 2009). La distribución de poblaciones de edades U-Pb observada para la muestra de arenisca de esta secuencia (figura 22), muestra agrupaciones similares a lo propuesto para la parte inferior de la Formación Cucurpe (Mauel et al, 2011), en donde se encuentran circones que provienen de cratón de Laurencia (2550-2708 Ma; Mauel et al, 2011), basamento paleoproterozoico de las provincias Yavapai-Mazatzal, y Mojave (1709-2114 Ma; Anderson y Silver, 2005; Iriondo et al, 2004), circones de edad greenvilliana (ca. 1000-1496 Ma), circones con edades panafricanas (ca. 450-900 Ma), circones del arco Permo-Triásico (231-351 Ma) y circones de arco Jurásico (ca. 150-209 Ma). La fuentes paleozoicas y proterozoicas pueden ser derivadas de eolianitas interestratificada en secuencias del Jurásico medio, con un aporte desde Laurencia (Mauel et al, 2011). Por lo anterior se propone que la secuencia sedimentaria que aflora en el distrito minero de La Ciénega es correlacionable con la base de la Formación Cucurpe en la parte central de Sonora, más al sur del límite de la zona de falla Santa Margarita y que recibe aporte desde Gondwana (Mauel et al, 2011).

El magmatismo Laramide en el distrito minero de La Ciénega es conformado por un dique porfídico y un flujo de lavas andesíticas del Cretácico Superior al

Paleoceno, 83 Ma y 59 Ma respectivamente. Estas litologías son similares a las reportadas por autores anteriores en la zona, como dacita Guajolota (Labarthe y Barboza, 1996; Servicio Geológico Mexicano, 2006; De la Garza et al, 2001), a los cuales asignaban una edad “terciaria” o Paleoceno. Estas litologías son comparables en edad al flujo andesítico encontrado en Bacis (84 Ma). Se interpreta como la expresión volcánica, formada por el magmatismo que dio lugar al arco continental Laramide.

La transición entre el CVI y el SVS es marcada por un hiato magmático de ca 30 Ma. No existen evidencias de acumulación de sedimentos continentales comparables a las formaciones Guarisamey/Camichin y Las Palmas en San Dimas, pero si una discreta discordancia angular.

El tercer grupo es compuesto por secuencias de ignimbritas de ca. 32-29 Ma, con domos riolíticos mineralizados intercalados de ca. 30 Ma. Esta sucesión magmática coincide con lo reportado por autores anteriores para la zona (De la Garza, 2001; Labarthe y Barboza, 1996; Servicio Geológico Mexicano, 2006), y se relacionaría con el primer *flare up* ignimbrítico del SVS (Aranda-Gómez, 2003, Keitzer 1977), que se asociaría al comienzo de la extensión durante el Oligoceno, evidenciando un magmatismo bi-modal (Ferrari et al, 2013).

6.3 Correlación estratigráfica entre los distritos mineros de San Dimas, La Ciénega y Bacis

Mediante las relaciones estratigráficas regionales de los distritos mineros de Bacis, La Ciénega y San Dimas (figura 6.1), se puede resaltar varios puntos de interés.

- El pico de deformación Laramide en la región se restringe entre el evento de plegamiento de las lutitas del Jurásico Superior (150 Ma) y la intrusión de estas por un granito no deformado del Cretácico superior (93 Ma).
- La tasa de extensión durante el Eoceno-Oligoceno aumenta hacia el Oeste a medida que se aleja de la zona estable de la SMO (Ferrari et al, 2017).
- Cerca de la zona estable se encuentra un registro estratigráfico más reducido con altos estructurales que permiten observar el basamento sedimentario, como es el caso de Bacis.

- La extensión Eocena generó mayor espacio de acomodación que desarrolla la formación sedimentaria Las Palmas en San Dimas (Montoya et al, 2019).

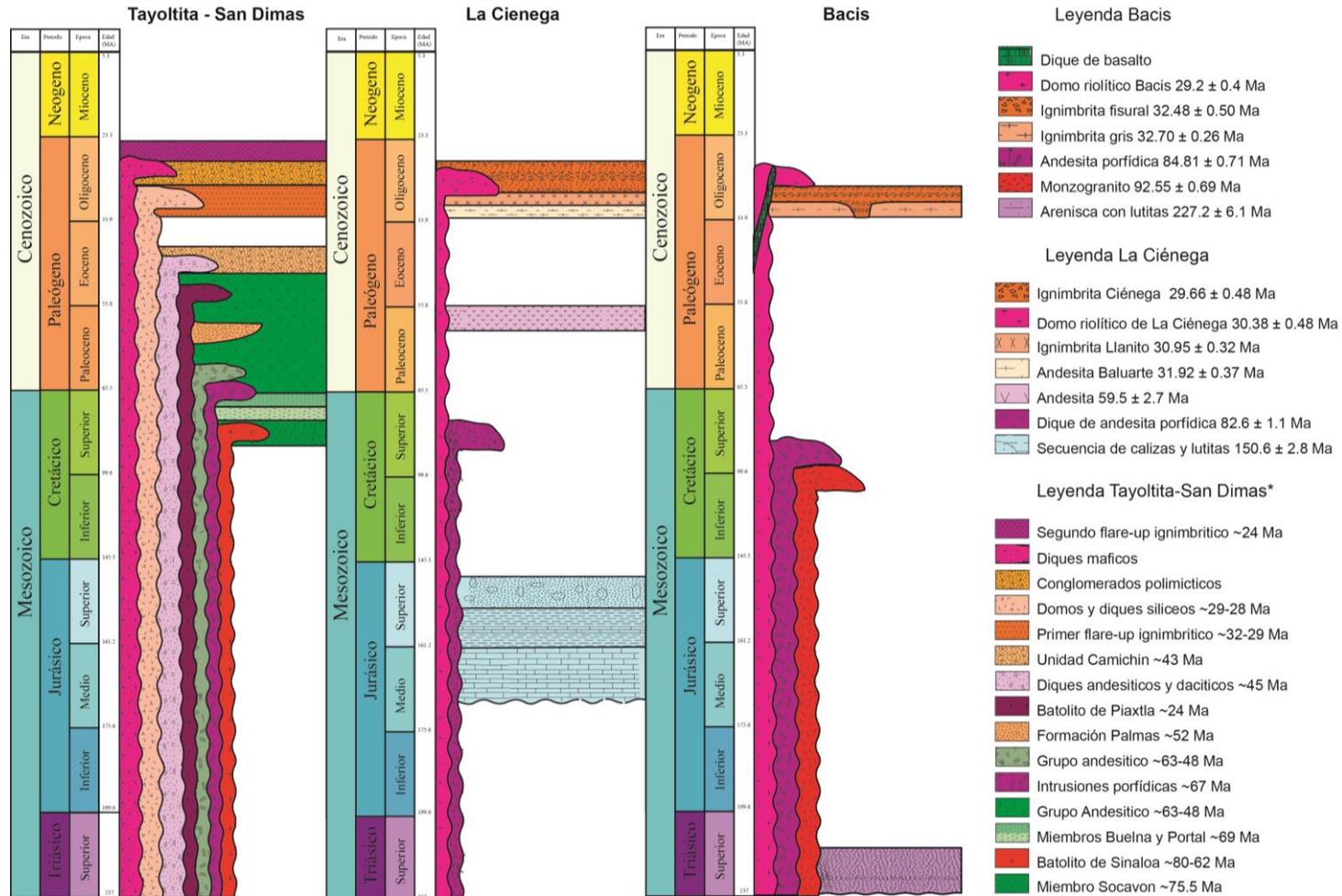


Figura 6.1. Relación de columnas cronoestratigráficas. De Izquierda a derecha se encuentran San dimas ubicándose hacia el W, La Ciénega y Bacis ubicada hacia el E y más cerca de la zona estable de la SMO. (* litologías y edades tomadas y modificadas de Montoya et al, 2019)

6.4 Cronología de las etapas de mineralización

Los eventos hidrotermales mineralizantes fueron fechados de manera directa e indirecta. Las edades obtenidas indican que los pulsos de mineralización en los distritos de Bacis y La Ciénega presentan un evento en común a los ca. 30 Ma. Esta edad se relaciona con el emplazamiento de los domos riolíticos del Oligoceno y de manera más general al primer *flare-up* ignimbrítico del SVS (McDowell y Keitzer, 1977; Ferrari et al. 2002, 2007; McDowell y McIntosh, 2012), a lo largo de una tendencia estructural NNW-SSE (Montoya et al, 2019).

Un evento anterior solamente se observa en las lavas andesíticas de edad Paleoceno en el distrito minero de La Ciénega. Este evento hidrotermal fue fechado de manera directa por K-Ar en illitas dando una edad de ca. 34.7 ± 0.4 Ma. Sin embargo, esta edad no tiene coherencia geológica ni contraparte magmática en la columna estratigráfica observada en La Ciénega. Las edades K-Ar son fácilmente afectadas por eventos termales posteriores, por ejemplo, el evento volcánico hidrotermal del Oligoceno. Dicha edad K-Ar debe ser contemplada como una edad mínima y probablemente parcialmente reseteada por el evento termal del Oligoceno. El rango de edad de la mineralización es limitado por la edad mínima de la illita (34 Ma) y la edad más joven de su roca encajonante (flujo andesítico de 59 Ma). El evento magmático hidrotermal anterior a la edad K-Ar de las illitas y posterior al flujo andesítico del Paleoceno son las intrusiones de granodioritas del Eoceno (ca. 46 Ma; Loucks et al, 1988). Por lo cual, sugerimos que la edad del evento hidrotermal asociado a la precipitación de la illita podría ser Eoceno. Cabe resaltar que distritos mineros cercanos presentan eventos magmáticos del Paleoceno-Eoceno que producen mineralización, por ejemplo, San Dimas (Montoya et al, 2019), y Topia (Loucks et al 1988).

6.5. Caracterización mineralógica de las diferentes etapas de mineralización

En el distrito minero de Bacis, la mineralización es dominada por Au- Ag, y se asocia a vetas de cuarzo y brechas hidrotermales en el domo riolítico. Este evento hidrotermal genera una alteración sericítica y silica en el domo riolítico, que a

profundidad se muestra una alteración propilítica. Esto difiere de lo propuesto por Smith (1995), en donde restringe la mineralización a unidades del CVI, las cuales no se encuentran en la zona, y podría ser el domo riolítico con una alteración propilítica (figura 6.2). Las vetas presentan tres etapas de formación en donde la etapa II (relleno), es donde se concentra la mayor cantidad de sulfuros (Py+Cpy+Sph+Gn) asociados a la mineralización de Au-Ag, que se presentan principalmente como electrum y acantita.

En este evento las inclusiones fluidas que se encuentran en cuarzos son bifásicas (L+V), con una distribución preponderante de datos de salinidad superior 2.0 Eq. Wt %NaCl, y un rango de Th de 160-250 °C con un máximo de distribución a 210°C. Esto es similar a los datos de temperatura de homogenización reportadas por Albinson et al (2001) (150-308°C) El mismo autor determina que los fluidos que generaron la mineralización presentan una firma magmática con un aporte meteórico con análisis de gases e isotopos de oxígeno en inclusiones fluidas.

La temperatura de cristalinidad de las cloritas asociadas a los sulfuros de esta etapa de ca. 270°C, se acerca más al rango reportado anteriormente y sería una temperatura de cristalización que es únicamente dependiente de la composición química de la clorita (Kranidiotis y McLean, 1987).

La presión de poro calculada a partir de la temperatura de cristalización de la clorita y la densidad de fluidos de las inclusiones es de ca.1080-1280 bar. El rango de presión de formación es limitado por los gradientes de presión hidrostáticos y litostáticos. Bajo condiciones de presión hidrostática la profundidad máxima es de ca. 12 km. Bajo condiciones de presión litostática mínima la profundidad estimada es de ca. 5 km usando una densidad la promedio de 2.6 gr/cm³.

El distrito minero de La Ciénega presenta una formación más compleja de lo planteado anteriormente (De la Garza, 2001; Camprubí et al, 2003; Camprubí y Albinson, 2006). Con base en los resultados obtenidos, se evidencian dos eventos de mineralización, uno más antiguo de 34 Ma hospedado en las andesitas del Eoceno (60 Ma) con alteración propilítica y sericítica, y un segundo evento de ca. 30 Ma afectando en toda la columna estratigráfica incluyendo el domo riolítico con alteración sericítica y silica (figura 6.2). Ambos eventos registrarían edades de mineralización

diferentes a lo propuesto de un solo evento de mineralización del Mioceno tardío asociado al magmatismo del SVS (De la Garza et al, 2001).

Las vetas del primer evento se forman en tres etapas donde la etapa II (relleno) presenta cuarzo y clorita asociado a sulfuros como Py+Gn+Mo+Sph, mientras que las vetas del segundo evento se formaron igualmente en tres etapas y la etapa II (relleno) presenta cuarzo asociado a clorita y sulfuros como Py+Sph+Gn+Acanita. Esta asociación es similar a lo reportado por Labarthe y Barboza (1996) y De la Garza et al (2001). Las inclusiones fluidas en cuarzos del primer evento son bifásicas (L+V), y presentan una distribución bimodal de la Th con máximos en 150°C y 240°C, sin embargo, las inclusiones fluidas del segundo evento solo presentan un máximo de la Th en ca. 150°C. Estos valores coinciden con el rango de 149-298°C de Th propuesto por De la Garza et al (2001). La temperatura de cristalinidad de la clorita, al estar en paragénesis con los sulfuros de las vetas, nos da una temperatura más cercana a la de formación de la mineralización, para La Ciénega, se obtuvieron dos picos de distribución de temperaturas. El primero de ca. 333°C, se relaciona petrográficamente con el del evento hidrotermal Eoceno, y en la proyección de isocoras del grupo de inclusiones fluidas, se obtiene una presión de 1275 – 1575 bar. La segunda familia de temperatura de cristalización de clorita es de ca. 260°C. La cual representa el evento de mineralización del Oligoceno, que, mediante la proyección de isocoras de la población de inclusiones fluidas de este evento, muestra una presión de 1925-2150 bar. El rango de presión de formación es limitado por los gradientes de mínima hidrostáticos y litostáticos. Para el evento hidrotermal del Eoceno, y bajo condiciones de presión hidrostática la profundidad máxima es de ca. 15 km. Bajo condiciones de presión litostática las profundidad mínima estimada es de ca. 6 km. Para el evento del Oligoceno, y bajo condiciones de presión hidrostática la profundidad es de ca. 20 km. Bajo rango de presión litostática las profundidades estimadas es de ca. 8 km con una densidad promedio de 2.6 gr/cm³.

Las presiones estimadas para ambos distritos mineros son presiones de poro, que reflejan la presión del fluido y de los gases atrapados en las inclusiones fluidas. Estas presiones reflejan el dinamismo del sistema hidrotermal, sumando no solamente las condiciones de presiones hidrostáticas o litostáticas, sino también las variaciones de permeabilidad de la roca encajonante y los esfuerzos de deformaciones locales en la roca (Vaccari et al 2018). Por lo cuales las profundidades estimadas previamente

no son del todo reales, pero representativas de dos sistemas hidrotermales que se emplazan en condiciones de presión y temperaturas diferentes. En el distrito minero de La Ciénega no se conoce la columna estratigráfica durante el Eoceno ya que estas unidades fueron erosionadas en un rango de tiempo de ca. 60 Ma hasta 32 Ma (tiempo hasta que se depositan las primeras unidades volcánicas del SVS en la zona), por lo cual es complejo saber en qué condiciones y gradiente de presión se formó la mineralización del Eoceno.

En La Ciénega y en Bacis la posición de las vetas de oro dentro de los domos riolíticos del Oligoceno sugiere un emplazamiento muy somero (menos de 1 Km). Las presiones altas determinadas representan la riqueza en gases de los fluidos y la ausencia de permeabilidad de la roca encajonante, que explota en brechas hidrotermales bajo las sobrepresiones de fluidos (Clark y James, 2003).

Las temperaturas de homogenización y de cristalización de clorita, así como las salinidades de los fluidos, obtenidas en el evento de mineralización del Oligoceno en ambos distritos coinciden para lo establecido en depósitos epitermales (alrededor de 150 - 300 °C y 0 - 10 %NaCl wt; White y Hedenquist, 1995; Pirajno, 2009; Hedenquist et al, 2000; Hedenquist y Arribas, 2017). Las presiones determinadas en ambos eventos hidrotermales en La Ciénega y en Bacis presentan un rango de presión comparable a los de la literatura sobre yacimientos epitermales (Prokofiev y Pek, 2015).

El evento de mineralización de edad Eoceno de acuerdo con su paragénesis mineral de alteración, mena y ganga se clasificaría como un epitermal de baja sulfuración. El evento de mineralización de edad Oligoceno se caracteriza como un epitermal de sulfuración intermedia (Hedenquist et al, 2000), que es inducido por los domos riolíticos (Camprubí et al, 2006; Montoya et al, 2019), los cuales participan a la firma magmática en los isótopos de oxígeno de las inclusiones fluidas del distrito minero de Bacis y la fuente de los metales (Albinson, 2001).

Los depósitos epitermales en la SMO han sido agrupados según las edades de formación estimadas (Camprubí et al, 2003; Camprubí y Albinson, 2006, 2007), el contenido de metales base y preciosos, su grado de sulfuración y la profundidad de formación con base en la densidad de los fluidos de formación (Albinson et al, 2001).

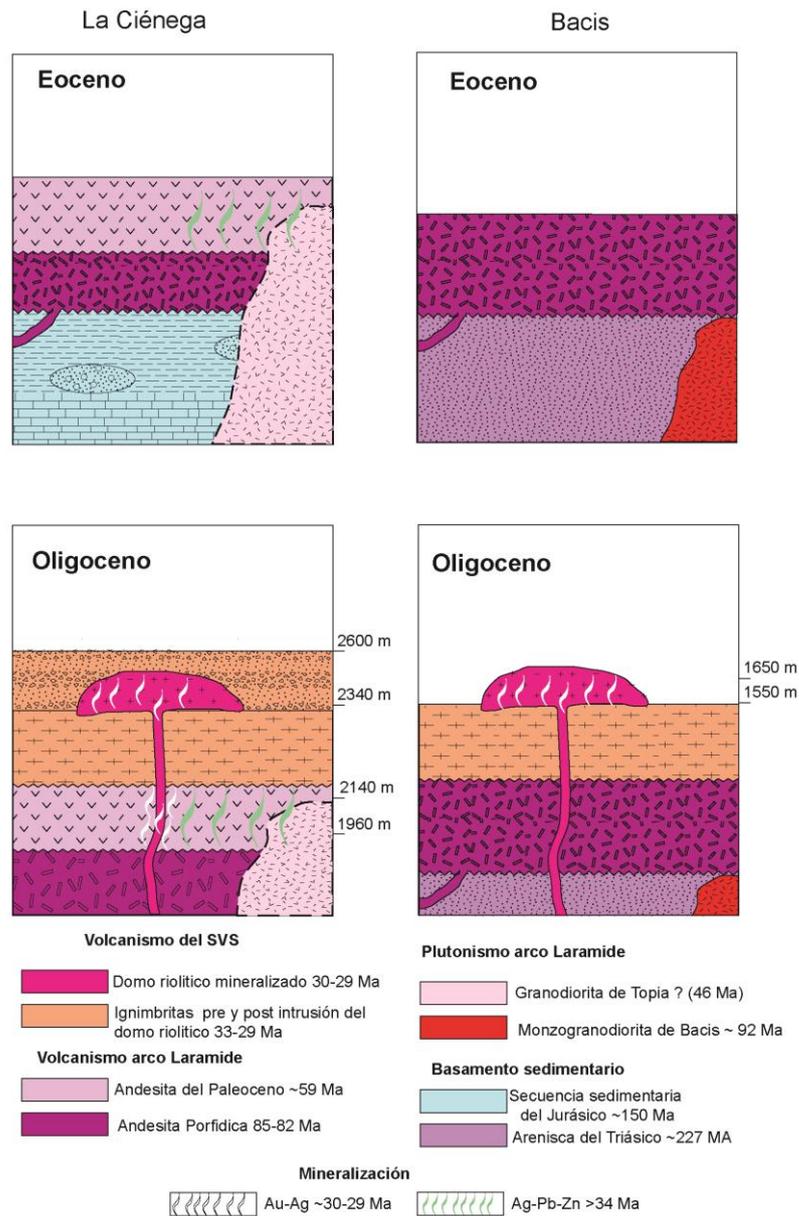


Figura 6.2. Evolución geológica de los distritos mineros de La Ciénega y Bacis durante el Eoceno y el Oligoceno. En los diagramas correspondientes al Oligoceno se muestran las profundidades a las que se encuentran las vetas en la actualidad

Esta clasificación se basa en la hipótesis que todos los depósitos epitermales son formados en un único evento mineralizador, como es el caso de Bacis. Sin embargo, algunos depósitos como La Ciénega (en este estudio) y San Dimas (Montoya et al, 2019), presentan más de un evento magmático-hidrotermal mineralizado, lo que no permite clasificarlos tan sencillamente. Esto sugiere la necesidad de reevaluar las evoluciones regionales propuestas con observaciones de campo y datos cronológicos más precisos.

7. CONCLUSIONES.

La reevaluación petrológica, geocronológicas y geotermométricas de los distritos mineros de Bacis y La Ciénega permite restringir los modelos de formación de ambos depósitos anteriormente planteados.

Bacis

- Presenta tres unidades litológicas principales que son un basamento sedimentario Triásico (227 ± 6.1 Ma), plutonismo (93 ± 0.96 Ma) y volcanismo (85 ± 0.71 Ma) Laramide Cretácico tardío y el Supergrupo Volcánico Superior (de 32.7 ± 0.26 hasta 29.2 ± 0.4 Ma).
- Presenta un solo evento de mineralización que corta la columna estratigráfica hasta el evento volcánico representado por el domo riolítico del Supergrupo Volcánico Superior
- Las vetas mineralizadas tienen una única orientación NNW-SSE, y se formaron en tres etapas identificadas como, apertura, relleno y cierre. La etapa II (relleno) es donde se precipitan la mayor cantidad de sulfuros y metales preciosos.
- En las vetas la paragénesis mineral es constituida por Qz+Ser+Py+Sph+Gn+ Acantita + Au (electrum),
- Las aureolas de alteración sericítica y argílica (silica), se restringen al domo riolítico y son comunes de un depósito epitermal de baja sulfuración
- La temperatura de precipitación de la mena es de ca. 270°C a una presión de ca. 1080-1280 bar.
- Por sus relaciones geológicas con un domo riolítico, sus halos de alteración, y su paragénesis mineral el yacimiento de Bacis corresponde a un modelo típico de un epitermal de baja sulfuración de Au-Ag, con una edad $<29,4$ Ma (Oligoceno).

La Ciénega

- Presenta tres unidades litológicas principales que son un basamento sedimentario Jurásico (150.6 ± 2.8 Ma), volcanismo del arco Laramide (82.6 ± 1.1 Ma hasta 59.5 ± 2.7 Ma) y el Supergrupo Volcánico Superior (de 31.92 ± 0.37 Ma hasta 29.66 ± 0.48 Ma).
- Presenta dos eventos de mineralización el primero corta las litologías hasta el evento volcánico representado por el flujo de lavas andesíticas del Eoceno del Complejo Volcánico Inferior. El Segundo evento corta la columna estratigráfica hasta el evento volcánico representado por el domo riolítico del Supergrupo Volcánico Superior
- Las vetas mineralizadas presentan dos orientaciones. La primera ca. E-W, que forman tres etapas identificadas como apertura, relleno y cierre. La etapa II (relleno) es donde precipitan la mayor cantidad de sulfuros y metales base. La segunda orientación que presentan las vetas es NNW-SSE, estas cortan a las vetas E-W, y se forman también en tres etapas. La etapa II (relleno) es donde se precipitan la mayor cantidad de sulfuros con metales preciosos (Ag).
- Las vetas E-W tienen una paragénesis mineral de Qz+Chl+Illita+SPh+Gn+Py+Mo.
- Las vetas NNW-SSE tienen una paragénesis mineral de Qz+Ser+Bar+Chl+Ad+Py+Sph+Gn+ Acantita.
- Las aureolas de alteración propilítica y sericítica encontradas en las lavas andesíticas del Eoceno son comunes en yacimientos epitermales de baja sulfuración. Sin embargo, Las aureolas de alteración sericítica, argílica y silicificación encontradas en el domo riolítico junto con la presencia de barita son comunes de un epitermal de sulfuración intermedia.
- La temperatura de precipitación de la mena del primer evento de mineralización es de ca. 333°C a una presión de ca. 1275 – 1575 bar. El segundo evento de mineralización presenta una temperatura de precipitación de ca. 260°C y una presión de 1925-2150 bar.
- Por sus relaciones geológica con la andesita del Eoceno, y el domo riolítico, sus halos de alteración y su diferente paragénesis mineral en

las vetas, el yacimiento de La Ciénega corresponde a un modelo epitermal el cual presenta dos eventos de mineralización. El primer evento de baja sulfuración con una edad >34 Ma, y el segundo evento de intermedia sulfuración con una edad de ca. 30 Ma

En la zona central de la SMO existe un basamento sedimentario algunas veces metamorfoseado con edades del Triásico al Cretácico temprano que es expuesto en altos estructurales cercanos a la zona estable de la SMO. Sobre el basamento se desarrolló el arco magmático Laramide formado por rocas intrusivas de composiciones intermedia a félsica junto con su contraparte volcánica andesítica. En ambos distritos hubo un hiato volcánico que pudo ir desde el Cretácico temprano hasta el Oligoceno. Y finalmente el comienzo de la extensión del golfo de California produce un evento magmático bi-modal responsable de los “*flare-up*” ignimbríticos del Supergrupo volcánico superior.

Adicionalmente se puede concluir que en la parte central de la SMO existen al menos dos eventos de mineralización con edades y mineralogía diferentes. El primer evento se asoció con el magmatismo del Eoceno, y produjo una mineralización epitermal rica en Ag-Pb-Zn. El segundo evento se asocia a un magmatismo (bi-modal) del Oligoceno y se relaciona a los domos riolíticos del primer *flare-up* ignimbrítico del SVS, y produjo una mineralización rica en Au-Ag principalmente.

BIBLIOGRAFÍA

- Albinson, T., Norman, D. I., Cole, D., y Chomiak, B. (2001). Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. SEG Special Publication N°8: New Mines and Discoveries in Mexico and Central America, 1–32.
- Alonso Dávila, V.M. (2009). Yacimieto la Ciénega. Servicio Geológico Mexicano en Geología Económica de México.
- Anderson, T. H., y Silver, L. T. (2005). The Mojave-Sonora megashear—Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis. Geological Society of America Special Paper 393, 1–50. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.1>
- Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., y Luhr, James, F. (2000). Evolución tectono magmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras , México. Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, Ull, 59–71.
- Arvizu, H. E., Iriando, A., Izaguirre, A., Chávez-cabello, G., Kamenov, G. D., Solís-pichardo, G., y Foster, D. A. (2009). Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta , NW de Sonora , México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26(3), 709–728
- Arvizu-Gutierrez, H.E. (2012). Magmatismo permo-triásico en el NW de Sonora, México: Inicio de la subducción y maduración de un margen continental activo: Queretaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, CAmpus Juriquilla, Tesis de Maestría, 250p
- Bakker, R. J. (2003). Package FLUIDS 1 . Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. Chemical Geology, 194(1), 3–23. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00268-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00268-1)
- Barton, P.B. y Bethke, P. M. (1987). Chalcopyrite disease in sphalerite; pathology and epidemiology. American mineralogist, 72 (5-6): 451-467
- Bodnar, R. J. (2003). Reequilibration of fluid inclusions. In Iain Samson, A. Anderson, y D. Marshall (Eds.), Fluid inclusions: Analysis and interpretation (pp. 213–232). Vancouver.
- Bonneau, M. (1970). Una nueva Área Cretácica Fosilífera en el Estado de Sinaloa. Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 32, pp. 159–167. <https://doi.org/10.18268/bsgm1969v32n2a4>
- Bryan, S. E., y Ferrari, L. (2013). Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. Bulletin of the Geological Society of America, 125(7–8), 1053–1078. <https://doi.org/10.1130/B30820.1>

- Burlinson, K., Dubessy, J. C., Hladky, G., y Wilkins, R. W. T. (1983). The use of fluid inclusion decriptometry to distinguish mineralized and barren quartz veins in the aberfoyle tin-tungsten mine area, Tasmania. *Journal of Geochemical Exploration*, 19, 319–333.
- Camprubí, A. (2009). Major Metallogenic provinces and epochs of Mexico. *SGA News*, 25.
- Camprubí, A., y Albinson, T. (2006). Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 58(1), 27–81. <https://doi.org/10.18268/bsgm2006v58n1a2>
- Camprubí, A., y Albinson, T. (2007). Epithermal deposits in México—Update of current knowledge, and an empirical reclassification. In *Special Paper 422: Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México* (Vol. 2422). [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(14\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(14))
- Camprubi, A., Ferrari, L., Cosca, M. A., Cardellach, E., y Canals, A. (2003). Ages of Epithermal Deposits in Mexico: Regional Significance and Links With the Evolution of Tertiary Volcanism. *Economic Geology*, 98(5), 1029–1037. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.5.1029>
- Cathelineau, M. (1988). cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471–485.
- Cathelineau, M., y Nieva, D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91(3), 235–244. <https://doi.org/10.1007/BF00413350>
- Centeno-Gracia, E., y Silva-Romo, G. (1997). Petrogenesis and tectonic evolution of central mexico during triassic-jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 244–260.
- Chelle-michou, C., y Schaltegger, U. (2018). U–Pb dating of mineral deposits: from age constraints to ore- forming processes. In *Isotopes in economic geology, metallogenesis and exploration* (pp. 1–70).
- Clark, C., y James, P. (2003). Hydrothermal brecciation due to fluid pressure fluctuations: examples from the Olary Domain, South Australia. *Tectonophysics*, 366, 187–206
- Clarke, M. (1986). Hydrothermal geochemistry of silver-gold vein formation in the Tayoltita mine and San Dimas mining district, Durango and Sinaloa, Mexico.
- Clarke, Mike, y Titley, S. R. (1988). Hydrothermal Evolution in the Formation of Silver-Gold Veins in the tayoltita Mine, San Dimas Distrcit, Mexico. *Economic Geology*, 83(8), 1830–1840.
- Consejo de Recursos Minerales. (2000). Carta geológico-minera santa María de Otaez G13-D67 escala 1:50000 Estado de Durango.
- De La Garza V., Olavide, S., y Villasuso, R. (2001). Chapter 6 Geology and Ore Deposits of the La Ciénega Gold District , Durango , Mexico. SEG Special Publication N°8: New Mines and Discoveries in Mexico and Central America, Special ed(6), 87–93.

- Dickinson, W. R., y Gehrels, G. E. (2009). Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 115–125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.013>
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., y Solari, L. (2013). Late Oligocene to middle miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern sierra madre occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, 9(5), 1161–1200. <https://doi.org/10.1130/GES00925.1>
- Ferrari, L., López-Martínez, M., y Rosas-Elguera, J. (2002). Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, 21(4), 17-1-17–24. <https://doi.org/10.1029/2001tc001302>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., López-Martínez, M., y Silva-Fragoso, A. (2017). Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews*, 183(April), 115–152. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.006>
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S. (2007). Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America. *Special Paper 422: Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México*, 2422(01), 1–39. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(01\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(01))
- Gastil, R.G., Krummenacher, D., y Jensky, W.E. (1978). Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: Geological Society of America, text to accompany Map and Chart Series, Map MC-24
- Goldstein, R. H. (2003). Petrographic analysis of fluid inclusions. In Iain Samson, A. Anderson, y D. Marshall (Eds.), *Fluid inclusions: Analysis and interpretation* (Short Cour, pp. 9–49). Vancouver.
- Hedenquist, J., Arribas, A., y Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 245–277.
- Hedenquist, J. W., y Arribas, A. (2017). Epithermal ore deposits : First-order features relevant to exploration and assessment. *Mineral Resources to Discover-14th SGA Biennial Meeting*, (1), 47–50.
- Henrichs, I. A. (2013). Caracterização e idade das intrusivas do sistema pórfiro Yarumalito, Magmatismo Combia, Colombia. Porto Alegre.
- Henry, C.D. y Fredrikson, G., (1987), *Geology of part of southern Sinaloa, Mexico adjacent to the Gulf of California: Boulder, CO, Geologyca Society of America, Map and Chart Series MCH063, 1 map*
- Henry, C. D., McDowell, F. W., y Silver, L. T. (2003). Geology and geochronology of granitic batholith complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics. In *Special Paper 374: Tectonic evolution of northwestern Mexico and the Southwestern USA*. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.237>

- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A y Concejo de Recursos Minerales. (2003). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in México: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I): U.S. Geological Survey Open-File Report 2003-020, 79p.
- Iriondo, A., Premo, W. R., Martínez-Torres, L. M., Budahn, J. R., William W. Atkinson, J., Siems, D. F., y Guarás-Gonzalez, B. (2004). Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116(1–2), 154–170. <https://doi.org/10.1130/B25288.1>
- Kavaleris, I., Walshe, J. L., Halley, S., y Harrold, B. P. (1990). Dome-related gold mineralization in the Pani Volcanic Complex, north Sulawesi, Indonesia: a study of geologic relations, fluid inclusions, and chlorite compositions. *Economic Geology*, 85(6), 1208–1225. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.6.1208>
- Kelley, S. (2002). K-Ar and Ar-Ar Dating. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), 785–818. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.17>
- Keppie, J. D., Dostal, J., Miller, B. V., Ortega-Rivera, A., Roldán-Quintana, J., y Lee, J. W. K. (2006). Geochronology and Geochemistry of the Francisco Gneiss: Triassic Continental Rift Tholeiites on the Mexican Margin of Pangea Metamorphosed and Exhumed in a Tertiary Core Complex. *International Geology Review*, 48(1), 1–16. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.48.1.1>
- Kranidiotis, P., y MacLean, W. H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82(7), 1898–1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Labarthe Hernandez y Barboza-Gunido. (1996). Cartografía geológica 1:10000 del área de La Ciénega y su relación con otros distritos mineros de la Sierra Madre Occidental en el estado de Durango. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Lecumberri-Sánchez, P., Steele-MacInnis, M., y Bodnar, R. J. (2012). A numerical model to estimate trapping conditions of fluid inclusions that homogenize by halite disappearance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 92, 14–22. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.05.044>
- Loucks, R. R., Lemish, J., y Damon, P. E. (1988). Polymetallic epithermal fissure vein mineralization, Topia, Durango, Mexico: part I. District geology, geochronology, hydrothermal alteration, and vein mineralogy. *Economic Geology*, 83(8), 1499–1528. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.8.1499>
- Ludwig, K. R. (2012). User's Manual for Isoplot 3.75, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 5(5), 1–72.
- Lyons, J. I. (1975). Volcanogenic iron ore of the cerro del mercado and its setting within the Chupaderos caldera, Durango, Mexico., MA thesis, The Univ. of Texas at Austin, 119 pp.
- Martens, U., Weber, B., y Valencia, V. A. (2010). U-Pb geochronology of devonian and older paleozoic beds in the southeastern maya block, central America: Its affinity with peri-gondwanan terranes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(5–6), 815–829. <https://doi.org/10.1130/B26405.1>

- Mauel, D. J., Lawton, T. F., González-León, C., Iriondo, A., y Amato, J. M. (2011). Stratigraphy and age of Upper Jurassic strata in north-central Sonora, Mexico: Southwestern Laurentian record of crustal extension and tectonic transition. *Geosphere*, 7(2), 390–414. <https://doi.org/10.1130/ges00600.1>
- McDowell F.W. and Clabaugh S.E. (1976). Relación of ignimbrites in the Sierra Madre Occidental to the tectonic history of western México. *Geological Society American., Rocky Mtn.*
- McDowell, F. W., y Keizer, R. P. (1977). Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 88(10), 1479–1487. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1479:TOMVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1479:TOMVIT>2.0.CO;2)
- McDowell, F. W., y McIntosh, W. C. (2012). Timing of intense magmatic episodes in the northern and central Sierra Madre Occidental, western Mexico. *Geosphere*, 8(6), 1505–1526. <https://doi.org/10.1130/GES00792.1>
- Mcdowell, F. W., Roldán-Quintana, J., y N., C. J. (2001). Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in East-central Sonora, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 113(4), 521–531. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0521:DOLCET>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0521:DOLCET>2.0.CO;2)
- Montoya-Lopera, P., Ferrari, L., Levresse, G., Abdullin, F., y Mata, L. (2019). New insights into the geology and tectonics of the San Dimas mining district, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Ore Geology Reviews*, 105(December 2018), 273–294. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.12.020>
- Mullan, H. S. (1978). Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 89(8), 1175–1188. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<1175:EOPOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<1175:EOPOTN>2.0.CO;2)
- Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T. F., y Ortega-Obregón, C. (2014). Detrital-zircon record of major Middle Triassic-Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: Demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation. *International Geology Review*, 56(2), 237–261. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.844313>
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Luna-González, L., y Schaaf, P. (2014). A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Research*, 26(3–4), 834–868. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.05.002>
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Dordrecht: Springer/Geological Survey of Western Australia.
- Prokof'ev, V. Y., y Pek, A. A. (2015). Problems in estimation of the formation depth of hydrothermal deposits by data on pressure of mineralizing fluids. *Geology of Ore Deposits*, 57(1), 1–20. <https://doi.org/10.1134/s1075701515010043>
- Rino, S., Kon, Y., Sato, W., Maruyama, S., Santosh, M., y Zhao, D. (2008). The Grenvillian and Pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Research*, 14(1), 51–72. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.01.001>

- Roedder, E. (1984) Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, Vol. 12, Mineralogical Society of America, 644 p
- Ruppel, K. M. V., Dani, N., Remus, M. V. D., Ronchi, L. H., Gomes, M. E. B., y Senhoronho, E. (2018). Temperature and pressure in the environment of epithermal alteration: a case study at Ibaré Lineament, Rio Grande do Sul, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 48(4), 685–702. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820180009>
- Servicio Geológico Mexicano (2006). Texto explicativo de la carta geológico minera, Arroyo del Oso, Clave G13-C46, Escala 1:50000, Estado de Durango.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., y Nieto-Obregón, J. (2000). A submarine fan in the Mesa Central, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 429–442. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00034-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00034-1)
- Smith Barajas, L. J. (1995). Evolucion dinamica y ocurrencia de la mineralización veta el Herrero.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., y Hames, W. E. (2003). 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: Roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365, 257–282. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00025-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00025-8)
- Solari, Luigi A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., y Tanner, M. (2009). U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5–18. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2009.00027.x>
- Solé, J., y Enrique, P. (2001). X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating. *Analytica Chimica Acta*, 440(2), 199–205. [https://doi.org/10.1016/S0003-2670\(01\)01060-1](https://doi.org/10.1016/S0003-2670(01)01060-1)
- Solé, Jesús. (2009). determination of K-Ar ages in milligram samples using an infrared laser for argon extraction. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 23, 3579–3590. <https://doi.org/10.1002/rcm4280>
- Steiger, R. H., y Jager, E. (1977). Subcommittee on geochronology : convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3), 359–362.
- Streckeisen, A. L. (1976). Classification and nomenclature of Igneous rocks. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, 107, 144-240
- Swanson, E. R. (1974). Petrology and volcanic stratigraphy of the Durango area, Durango, Mexico., Unpublished MA. Thesis, Univ. Texas Austin., 138 p.
- Van Den Kerkhof, A. M., y Hein, U. F. (2001). Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1–4), 27–47. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00037-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00037-2)
- Wang, X., Griffin, W. L., Chen, J., Huang, P., y Li, X. (2011). U and Th Contents and Th/U Ratios of Zircon in Felsic and Mafic Magmatic Rocks: Improved Zircon-Melt Distribution Coefficients. *Acta Geologica Sinica*, 85(1), 164–174.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V. A., Iriando, A., y Ortega-Gutiérrez, F. (2006).

- Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3), 262–276.
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., y Ortega-Gutiérrez, F. (2009). Detrital zircon ages from the lower Santa Rosa formation, Chiapas: Implications on regional Paleozoic stratigraphy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 260–276.
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant Uranium-Lead Ages , I. Transaction, American Geophysical Union, 37(3), 320–326.
- White, N. C., y Hedenquist, J. W. (1995). Epithermal Gold Deposits: Styles, Characteristics and Exploration. Published in *SEG Newsletter*, 1(23), 9–13.
- York, D., Evensen, N. M., Martínez, M. L., y De Basabe Delgado, J. (2004). Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line. *American Journal of Physics*, 72(3), 367–375. <https://doi.org/10.1119/1.1632486>
- Zane, A., y Weiss, Z. (1998). A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei*, 9(1), 51–56. <https://doi.org/10.1007/BF02904455>