

UNIVERSIDAD DE SONORA



DIVISIÓN DE CIENCIAS

EXACTAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**“CARACTERIZACION GEOQUÍMICA Y ESTUDIO
DE INCLUSIONES FLUIDAS DEL PROSPECTO
EL ALACRÁN, CANANEA, SONORA, MÉXICO”**

TESIS

**Que para obtener el grado de:
Maestro en Ciencias-Geología**

Presenta:

Rubén Arellano Morales

Hermosillo, Sonora, Julio de 2004.



Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"



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



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA

UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISIÓN DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10
FAX 259 21 11

Junio 17, 2004.

DRA. DIANA MA. MEZA FIGUEROA

Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología
Universidad de Sonora
P r e s e n t e

Por este conducto y de la manera más atenta, nos permitimos someter a su consideración, para su aprobación el siguiente tema de tesis, intitulado:

**“CARACTERIZACION GEOQUIMICA Y ESTUDIO DE
INCLUSIONES FLUIDAS DEL PROSPECTO EL ALACRAN,
CANANEA, SONORA, MEXICO”**

Esto es con el fin de que el alumno: **RUBEN ARELLANO
MORALES**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado de la Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro en particular quedamos de Usted.

ATENTAMENTE

DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDIN
Director de Tesis



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
MAESTRIA EN CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPTO. DE GEOLOGIA

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo



EL SABER DE MIS HIJOS
HARÁ MI GRANDEZA

UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISIÓN DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10
FAX 259 21 11

Junio 18, 2004.

DR. LUCAS HILARIO OCHOA L.

Director de Tesis
Departamento de Geología
Universidad de Sonora
Presente

Por este conducto le comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Usted, intitulado:

**“CARACTERIZACION GEOQUIMICA Y ESTUDIO DE
INCLUSIONES FLUIDAS DEL PROSPECTO EL ALACRAN,
CANANEA, SONORA, MEXICO”**

Esto es con el fin de la alumna: **RUBEN ARELLANO MORALES**,
pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado.
Asimismo le comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

M.C. EFREN PEREZ SEGURA
DR. INOCENTE G. ESPINOZA MADONADO
DR. LUCAS H. OCHOA LANDIN
DR. MARTIN A. VALENCIA MORENO

PRESIDENTE
SECRETARIO
VOCAL
VOCAL

Sin otro en particular, quedo de Usted.

ATENTAMENTE

DRA. DIANA MA. MEZA FIGUEROA
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología

C.c.p. Archivo



EL SABER DE MIS HIJOS
HARÁ MI GRANDEZA
MAESTRIA EN CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPTO. DE GEOLOGIA



NOMBRE DE LA TESIS:

**“CARACTERIZACION GEOQUIMICA Y ESTUDIO DE
 INCLUSIONES FLUIDAS DEL PROSPECTO EL ALACRAN,
 CANANEA, SONORA, MEXICO”**

NOMBRE DE LA SUSTENTANTE:

RUBEN ARELLANO MORALES

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

M.C. EFREN PEREZ SEGURA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

DR. INOCENTE G. ESPINOZA MALDONADO

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDIN

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

DR. MARTIN A. VALENCIA MORENO

ATENTAMENTE
"EL SABER DE MIS HIJOS HARA MI GRANDEZA"

DRA. DIANA MA. MEZA FIGUEROA
 Coordinador de Programa
 Maestría en Ciencias-Geología



EL SABER DE MIS HIJOS
 HARA MI GRANDEZA
 MAESTRIA EN CIENCIAS
 GEOLOGIA
 DEPTO. DE GEOLOGIA

AGRADECIMIENTOS

La realización del presente trabajo fue posible gracias al apoyo de diferentes instituciones gubernamentales y privadas, así como de personas vinculadas con la docencia, investigación científica y la exploración geológica. Quiero expresar, en primer término, mi agradecimiento al Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACYT) por otorgarme el apoyo económico mediante una beca otorgada de 1999 a 2001, dentro del programa de asistencia a los postgrados. A la empresa Industrial Minera México del Grupo México, en especial a los ingenieros Remigio Martínez y Javier Olvera por brindarme el apoyo económico durante el desarrollo del trabajo en el campo. Al Instituto de Geología, Estación Regional Noroeste (ERNO) de la Universidad Nacional Autónoma de México, a través del Dr. Carlos González León, por facilitarme las instalaciones del laboratorio de preparación de muestras geoquímicas. A Rosa María Contreras de la biblioteca de la ERNO por su disponibilidad y amistad. Agradezco también a los profesores del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, Dr. Lucas Ochoa Landín, M.C. Efrén Pérez Segura, Dr. Guadalupe Inocente Espinoza, además del Dr. Martín Valencia de la ERNO, por sus críticas, discusión y sugerencias tan acertadas en la revisión de mi tesis con miras de mejorar la interpretación y presentación de los resultados. En especial, reitero las gracias al Dr. Lucas Ochoa por su gran apoyo, disposición, consejos y amistad. Al maestro Ricardo Amaya por ayudarme en el estudio petrográfico de las muestras de roca.

Quiero agradecer de manera muy especial al Ing. Francisco J. Escandón Valle, por su ayuda desinteresada y por brindarme siempre la oportunidad de crecer profesionalmente, como ha ocurrido desde que egresé como Geólogo en la Universidad Autónoma de Baja California Sur en 1993. Por último dar las gracias al Ing. Francisco Cendejas Cruz por su valiosa ayuda incondicional para culminar esta tesis. A mis compañeros de trabajo: José Luis Peña, Jaime Castro, Rigoberto Mendoza, Paola Gibert, y a todas las personas que de una u otra manera contribuyeron en la realización de este trabajo.

CONTENIDO

RESUMEN

Página.

I. INTRODUCCIÓN	1
I.1. Localización y acceso	3
I.2. Trabajos previos	5
I.3. Objetivos del estudio.....	7
I.4. Alcance y desarrollo del trabajo	8
I.5. Metodología	9
II. MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO	12
II.1. Marco geológico regional	12
II.2. Marco tectónico	18
III. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	21
III.1. Estratigrafía y petrografía	21
III.1.1. Rocas volcánicas de la Formación Mesa	25
III.1.1.2. Flujos de riolita.....	25
III.1.1.3. Toba lítica	30
III.1.1.4. Aglomerado	31
III.1.1.5. Andesita	32
III.1.2. Pórfido cuarzo feldespático	33
III.1.3. Pórfido feldespático de grano grueso	34
III.1.4. Brechas intrusivas hidrotermales	35

III.1.5. Brechas de cuarzo-turmalina	36
III.1.6. Conglomerado ferruginoso	37
III.2. Estructura y densidad de fracturas	39
IV. ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN	42
IV.1. Tipología, grado y distribución de la alteración hidrotermal	42
IV.2. Mineralización hipogénica.....	52
IV.3. Enriquecimiento supergénico.....	55
IV.4. Paragénesis y secuencia paragenética de la mineralización	57
IV.5. Edad de la mineralización	63
V. GEOQUÍMICA	65
V.1. Aspectos generales	65
V.2. Análisis e interpretación de elementos Mayores.....	66
V.3. Análisis e interpretación de elementos Traza.....	71
V.4. Interpretación del ambiente tectónico.....	75
VI. INCLUSIONES FLUIDAS.....	78
VI.1. Esquema de clasificación	78
VI.2. Petrografía de las inclusiones fluidas	80
VI.3. Geotermometría de inclusiones fluidas.....	83
VII. DISCUSIÓN	92
VIII. CONCLUSIONES	98
IX. REFERENCIAS	101

ANEXO

- Mediciones de temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Plano de localización del área de estudio.....	4
Figura 2. Terrenos tectonoestratigráficos en el Estado de Sonora.....	13
Figura 3. Plano geológico regional simplificado de la zona Cananea- El Alacrán.....	15
Figura 4. Columna estratigráfica general del Alacrán y su relación con el distrito minero de Cananea.....	17
Figura 5. Imagen Lansat.....	19
Figura 6. Mapa geológico simplificado del prospecto El Alacrán.....	26
Figura 7a. Sección geológica A-A'.....	27
Figura 7b. Sección geológica B-B'.....	28
Figura 7c. Sección geológica C-C'.....	29
Figura 8. Plano de densidad de fracturamiento del área.....	41
Figura 9. Plano de distribución de las alteraciones.....	44
Figura 10. Distribución vertical de las alteraciones.....	45
Figura 11. Análisis por difracción de rayos x de las arcillas en la zona de argilización.....	51
Figura 12. Diagrama de campos de estabilidad de minerales de alteración.....	53
Figura 13. Diagrama de dispersión de las leyes de cobre hipogénico.....	54
Figura 14. Diagrama de dispersión de las leyes de cobre supergénico.....	56
Figura 15. Diagrama de dispersión de las leyes de cobre en la zona oxidada.....	57
Figura 16. Secuencia paragenética del depósito El Alacrán.....	61
Figura 17. Diagramas de variación de elementos mayores. a) Álcalis contra SiO ₂ (TAS) y b) Σ Álcalis total contra SiO ₂ para los Campos Composicionales.....	68

Figura 18. Diagramas de elementos mayores contra SiO ₂ de las rocas de El Alacrán.....	70
Figura 19. Diagrama multielemental de elementos trazas incompatibles.....	73
Figura 20. Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a la condrita.....	75
Figura 21. Diagramas Nb-Y y Rb-(Nb + Y).....	77
Figura 22. Histogramas de temperaturas de homogeneización de las Muestras asociadas a la mineralización.....	85
Figura 23. Interpretación del modelo geológico con la distribución de cobre y molibdeno.....	94

INDICE DE FOTOGRAFIAS Y MICROFOTOGRAFIAS

FOTOGRAFIAS

Fotografía 1. Vista panorámica hacia el NE de la Formación Mesa.....	22
Fotografía 2. Flujos de riodacita porfirítica.....	22
Fotografía 3. Aglomerado tobáceo en la base de la Formación Mesa.....	22
Fotografía 4. Vista de la alteración hidrotermal del cerro El Alacrán.....	22
Fotografía 5. Detalle de las brechas de cuarzo-turmalina.....	23
Fotografía 6. Detalle de la zona de stockwork en roca volcánica.....	23
Fotografía 7. Socavón labrado en la falda sur del Cerro El Alacrán.....	23
Fotografía 8. Cañón del arroyo Promontorio mostrando diques de pórfido cuarzo feldespático.....	23
Fotografía 9. Porción SE del área mostrando un "stock" de pórfido cuarzo feldespático de grano grueso.....	24
Fotografía 10. Acercamiento a un fenocristal de feldespato potásico en el Pórfido.....	24

Fotografía 11. Brecha intrusiva hidrotermal asociada a una zona de contacto entre el pórfido y las rocas volcánicas de la Fm. Mesa.....	24
Fotografía 12. Tiro vertical principal mostrando el conglomerado ferruginoso.....	24
Fotografía 13. Zona de contacto Pórfido-Volcánico con alteración potásica.....	46
Fotografía 14. Sulfuros finamente diseminados en roca volcánica con alteración potásica relictas.....	46
Fotografía 15. Pórfido feldespático de grano grueso con resorción en fenocristales de ortoclasa.....	46
Fotografía 16. Halo de magnetita finamente diseminada en roca Volcánica (Barreno 17, 73.0 m).....	46
Fotografía 17. Brecha intrusiva en zona de contacto entre el pórfido y las rocas volcánicas de la Fm. Mesa mostrando una matriz con sulfuros.....	46
Fotografía 18. Vetilla de cuarzo-sericita-pirita-molibdenita, en pórfido cuarzo-feldespático.....	46
Fotografía 19. Andesita porfirítica con alteración típica de cuarzo-sericita en vetillas.....	49
Fotografía 20. Vetilla de cuarzo-sericita-pirita con halos de sericita.....	49
Fotografía 21. Vetilla de cuarzo-sericita-molibdenita con alteración de sericita intensa en la matriz de la roca volcánica.....	49
Fotografía 22. Vetilla de cuarzo con molibdenita y pirita asociada a la alteración de cuarzo-sericita.....	49
Fotografía 23. Silicificación sobrepuesta a la alteración de cuarzo-sericita en roca volcánica.....	49
Fotografía 24. Enriquecimiento supergénico con calcosita y carbonatos de Cobre.....	49

MICROFOTOGRAFIAS

Microfotografía 1. Flujo riolítico	48
Microfotografía 2. Toba lítica	48
Microfotografía 3. Aglomerado andesítico.....	48
Microfotografía 4. Andesita porfirítica.....	48
Microfotografía 5. Pórfido cuarzo-feldespático.....	48
Microfotografía 6. Andesita con débil propilitización y sericita sobrepuesta.....	62
Microfotografía 7. Pórfido cuarzo-feldespático con sericita sobrepuesta a la alteración propilítica.....	62
Microfotografía 8. Magnetita con inclusiones de calcopirita.....	62
Microfotografía 9. Calcopirita y pirita diseminada en roca volcánica.....	62
Microfotografía 10. Vetilla de pirita-calcopirita-bornita intersticial con reemplazamiento de calcosita.....	62
Microfotografía 11. Zona supergénica con texturas de reemplazamiento de bornita y calcopirita por covelita y calcosita.....	62
Microfotografía 12. Inclusiones fluidas en vetilla de cuarzo-feldespato potásico.....	88
Microfotografía 13. Inclusiones fluidas en pórfido cuarzo-feldespático.....	88
Microfotografía 14. Inclusiones fluidas en vetilla de cuarzo.....	88
Microfotografía 15. Inclusiones fluidas en vetilla de cuarzo.....	88
Microfotografía 16. Inclusiones fluidas primarias con formas negativas.....	88
Microfotografía 17. Inclusiones fluidas en fenocristal de pórfido cuarzo-feldespático.....	88

TABLAS

Tabla 1. Resumen petrográfico de las muestras estudiadas.....	38
Tabla 2. Relación y descripción de las muestras seleccionadas para análisis geoquímicos.....	67
Tabla 3. Contenidos de elementos mayores en las diferentes rocas de El Alacrán.....	67
Tabla 4. Resultados de análisis de elementos traza.....	73
Tabla 5. Análisis de tierras raras (REE).....	74
Tabla 6. Resumen petrográfico de las muestras analizadas por inclusiones fluidas.....	82
Tabla 7. Temperaturas de homogeneización y salinidad de las muestras analizadas por inclusiones fluidas.....	86
Tabla 8. Comparación de temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas y la paragénesis.....	91
Tabla 9. Características comparativas de la mineralización en los depósitos de Cananea y El Alacrán.....	97

RESUMEN

El Alacrán, localizado a 18 km al sureste de Cananea, es un depósito mineral con características geológicas tipo pórfido cuprífero. El área presenta una extensa secuencia de rocas volcánicas compuesta por derrames, tobas y aglomerados andesítico-dacíticos con más de 700 m de espesor, fechadas en 69 ± 0.2 Ma. Esta secuencia volcánica pertenece a la Formación Mesa del Cretácico Superior y presentan un basculamiento regional de 20 a 30° hacia el noreste causado por el reajuste tectónico de la distensión "Basin and Range", caracterizada por grandes fallas normales y fracturamientos con dirección NNW-SSE.

Mediante el levantamiento geológico, descripción detallada de secciones de barrenos y análisis petrográfico, se determinó que esta secuencia volcánica está intrusionada por diques y "stocks" subvolcánicos representados por dos fases denominadas como: pórfido cuarzo-feldespático de grano medio con ojos de cuarzo y pórfido feldespático de grano grueso, los cuales están emplazados con un rumbo NE-SW y se consideran responsables de la mineralización en el área.

La alteración hidrotermal en el área sigue los patrones típicos de zoneamiento en depósitos tipo pórfidos de cobre. En la parte central del área en donde afloran los diques de pórfido cuarzo-feldespático, hay una fuerte alteración de cuarzo-sericita que enmascara a una alteración potásica temprana en forma de vetillas y diseminada. Toda esta zona está bordeada por un halo propilítico representado por una asociación de clorita, epidota, sericita, calcita, pirita y minerales arcillosos, distribuidos principalmente en las rocas volcánicas hacia la periferia del centro de mineralización.

Relaciones paragenéticas definen tres etapas de mineralización que están íntimamente relacionadas con la alteración hidrotermal. La mineralización primaria consiste de calcopirita y molibdenita espacialmente relacionada con la alteración potásica y cuarzo-sericita (etapas I y II respectivamente); mientras que la zona de calcosita secundaria, se relaciona espacialmente con la alteración cuarzo-sericita de menor temperatura y la alteración argílica (etapa III). La edad de la mineralización primaria en El Alacrán fue determinada a partir de un fechamiento Re-Os en molibdenitas de la segunda etapa de mineralización, la que arrojó una edad 61.0 Ma ligeramente más antigua que la alteración potásica en Cananea, estimada en 59.9 ± 2.0 Ma (K-Ar en flogopita).

Los resultados del análisis de elementos mayores y elementos traza en rocas tanto volcánicas como intrusivas porfídicas, indican una fuerte similitud geoquímica con respecto a las rocas ígneas Cretácicas y Terciarias del distrito Cananea. Las diferentes unidades litológicas del área del Alacrán presentan una afinidad calci-alcalina rica en potasio dentro de un marco de arco continental de subducción.

Con el estudio de inclusiones fluidas y evidencias de campo relacionadas con la alteración hidrotermal, hacen posible interpretar al yacimiento de El Alacrán como un sistema con mediano nivel de erosión. Las temperaturas de homogeneización en la zona potásica son del orden de 390 °C a 500 °C, medidas en vetillas de cuarzo en rocas volcánicas y en zonas de contacto (pórfido-volcánico). De acuerdo con la estratigrafía del área y las salinidades obtenidas en algunas inclusiones fluidas, fue posible interpretar una profundidad mínima de 1200 m para el emplazamiento de la mineralización primaria.

I. INTRODUCCION

El término pórfido cuprífero ha sido interpretado de diferentes significados que han variado de acuerdo al enfoque que se le ha dado. Originalmente era aplicado en un sentido genético a toda mineralización diseminada en rocas ígneas porfíricas ácidas. Actualmente, se han venido considerando factores económicos que permiten redefinirlos como depósitos de cobre de gran volumen y baja ley, que pueden ser minados a cielo abierto en gran escala.

En el noroeste de México existen más de 30 manifestaciones de mineralización tipo pórfido de cobre y cobre-molibdeno, que se relacionan a intrusiones subvolcánicas porfídicas o brechas hidrotermales, dichas manifestaciones se distribuyen siguiendo un patrón regional NW-SE reflejando una clara continuación de la porción sur de la provincia de pórfidos cupríferos del suroeste de Estados Unidos, la cual, se extiende dentro del Estado de Sonora y se continúa por más de 2,800 km. hasta el Estado de Chiapas, donde se encuentran yacimientos más jóvenes (Sillitoe, 1976; Damon et al., 1983; Pérez-Segura, 1985).

En México, el cinturón de pórfido cuprífero está asociado a rocas batolíticas y volcánicas del Mesozoico y del Terciario temprano, emplazadas dentro de un basamento compuesto por rocas graníticas y metamórficas de edad precámbrica, rocas paleozoicas de facies de plataforma y depósitos de cuencas profundas, las cuales, se encuentran distribuidos en los Estados de Sonora, Sinaloa y Baja California (Sillitoe, 1976; Stewart, 1988). Estos mismos intrusivos batolíticos, cortan a una secuencia mesozoica compuesta de rocas sedimentarias clásticas, marinas y volcánicas que van desde el Triásico Superior al Cretácico Superior.

En Sonora se ha interpretado que los depósitos de pórfidos de cobre guardan una clara relación en tiempo y espacio con las intrusiones graníticas laramídicas fechadas entre 90 a 40 m. a. (Damon et al., 1983). Estos depósitos incluyen grandes áreas (centenares de kilómetros cuadrados) de alteración hidrotermal potásica, fílica,

propilítica y argílica, relacionados en la mayoría de los casos, a cuerpos subvolcánicos ó troncos hipabisales que varían en composición de granodiorita a cuarzomonzonita (Sillitoe, 1976).

Las relaciones estructurales que guardan las rocas volcánicas, subvolcánicas y plutónicas, son evidentes en las áreas de Cananea y Nacozari, principalmente. La mineralización en estos depósitos se encuentra principalmente en forma diseminada y zonas de "stockwork", alojada la mayor parte en rocas volcánicas comagmáticas intrusionadas por "stocks" porfídicos mineralizantes.

Aunque hay concentraciones significantes de molibdeno, plata, oro, tungsteno y zinc en estos sistemas, el cobre es el principal metal recuperable en la mayoría de los casos, en estos sistemas. Ejemplos donde el molibdeno es el metal principal son los depósitos del Crestón y Cumobabi, en Sonora central. El oro es importante en el depósito del Arco en Baja California.

En la parte norte-central del Estado de Sonora, estos tipos de depósitos están representados por los gigantescos depósitos de Cananea y La Caridad, los cuales han sido ampliamente estudiados en los últimos 30 años (Saegart y otros, 1974; Sillitoe, 1976; Ochoa y Echávarri, 1978; Meinert, 1982; Bushnell, 1988; Wodzicky, 1995, etc.). Por otro lado, también se conocen en Sonora varios prospectos y áreas potenciales con características similares a este tipo de depósito. Algunas de esas áreas han sido bien exploradas, como es el caso del prospecto El Alacrán, cuya importancia estriba en su ubicación entre estos dos grandes depósitos, mostrando gran parte de las características geológicas observadas en éstos.

El interés por la exploración en El Alacrán surgió a partir de 1967, cuando el Consejo de Recursos Naturales No Renovables (CRNNR), ahora Consejo de Recursos Minerales (COREMI), realizó una intensa campaña de exploración en forma conjunta con la Organización de las Naciones Unidas (ONU) por todo el Estado de Sonora, definiendo que en el área existían las condiciones geológicas favorables en

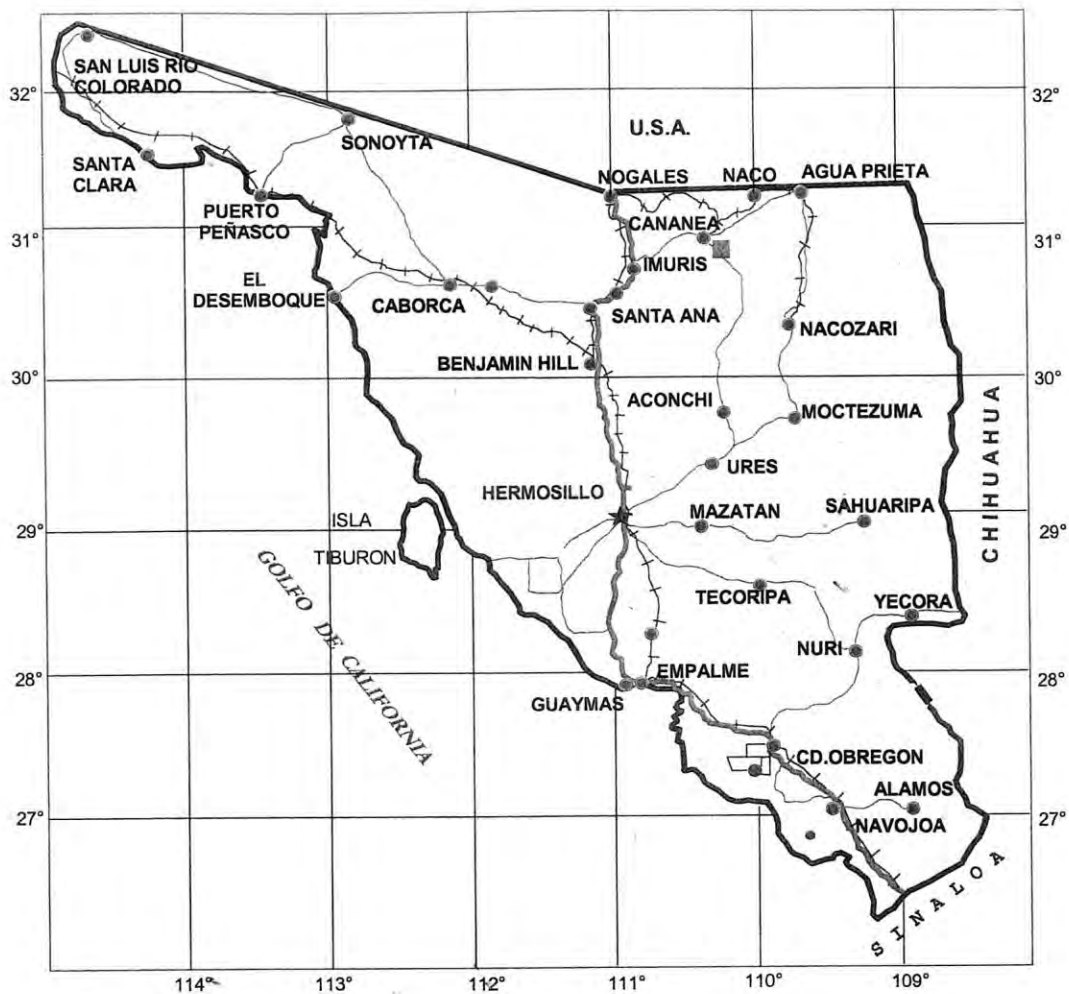
cuanto a mineralización, zoneamiento de la alteración, litología y estructura, propicias para contener un potencial económico de cobre diseminado.

A la fecha, El Alacrán ha sido reconocido como un depósito de baja ley (0.25 % de Cu) con un potencial económico poco atractivo (30 a 40 millones de toneladas), lo cual es extremadamente pequeño con relación a Cananea, donde se estiman más de 2,000 millones de toneladas con 0.60 % de Cu. El presente estudio tiene como objetivo central, además de describir la geología, alteración y mineralización de este prospecto, el de determinar los parámetros fisicoquímicos, con base a estudios de inclusiones fluidas y análisis químicos de rocas alteradas, para definir los controles de la mineralización y el nivel de exposición del sistema hidrotermal.

I.1. Localización y acceso

El prospecto minero El Alacrán se localiza a 18 km al sur-sureste del distrito minero de Cananea, Sonora, en el noroeste de México (Figura 1). Su acceso desde Cananea se realiza a través de un camino de terracería que conduce al poblado de Bacanuchi en dirección sur, en donde a escasos 5 Km recorridos, se toma una desviación al oriente que lleva directamente al área de estudio (Figura 1).

El Alacrán se encuentra aproximadamente a 50 kilómetros al sur de la línea fronteriza con Estados Unidos, la ciudad más cercana es Cananea, con más de 30,000 habitantes según el último censo del INEGI (2000), y cuenta con todos los servicios básicos incluyendo pista de aterrizaje y servicio de ferrocarril de carga.



EXPLICACION

-  Ferrocarril
-  Carretera pavimentada
-  Camino de terracería
-  Capital del Estado
-  Área de estudio

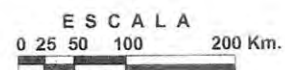


Figura 1. Plano de localización del área de estudio.

1.2. Trabajos previos

En general en Sonora, existen pocos trabajos de escala regional sobre la geología y distribución espacio-temporal de los depósitos pórfido de cobre. Sillitoe (1976) describió en forma general los aspectos geológicos de distintos prospectos y áreas de interés que incluye a este tipo de depósitos, definiendo así el cinturón de pórfidos cupríferos del noroeste de México. Echávarri (1978) elaboró un mapa metalogenético del Estado de Sonora en el que analiza los distintos tipos de depósitos relacionados a los pórfidos cupríferos, incluyendo las brechas hidrotermales de intrusión y de colapso, y señaló que la mayoría de los depósitos de Sonora presentan patrones de zoneamiento de la alteración similares al modelo propuesto por Lowell y Guilbert (1970). Pérez-Segura (1985) retomó esta idea y publicó una segunda edición de la Carta Metalogenética de Sonora a escala 1:250,000, donde muestra las características principales de la mineralización, alteración y génesis de estos yacimientos, así como el potencial minero que representan; agrupó por primera vez, los pórfidos de cobre de la porción norte como depósitos típicos, y los de la porción centro-sur como pórfidos atípicos asociados a cúpulas granitoides.

Damon (1984) Damon et al (1983) relacionaron estos depósitos con la actividad ígnea del período Larámide (90-40 Ma) y mencionaron que los cuerpos subvolcánicos porfídicos corresponden a cúpulas que tienen sus raíces en el Batolito de Sonora. Sin embargo, se tiene mucho más información sobre depósitos específicos de este tipo en la región de Cananea, que incluye Cananea, María, El Alacrán, Mariquita y Milpillas, en los que se presume que los pórfidos cortan a la roca batolítica equigranular. La región de La Caridad por otro lado, incluye a La Florida Barrigón, Bella Esperanza, Pilares de Nacozari, La Caridad; mientras que los prospectos de Aurora, La verde, Cuatro Hermanos, Piedras Verdes pertenecen a la región centro-sur de Sonora (Sillitoe, 1975).

Desgraciadamente mucha de la información individual de estos depósitos no ha sido publicada, y la mayoría de las veces sólo se tiene información parcial de ellos a partir de comunicación personal con compañías mineras.

Algunos trabajos se han destacado por aportar información muy valiosa sobre la geología, distribución espacio-temporal de la mineralización, y sobre la génesis de depósitos individuales, como por ejemplo los efectuados por Valentine (1936) quien realizó un intento de separar los diferentes eventos ígneos y sedimentarios suscitados en la región de Cananea desde el Precámbrico hasta el Terciario. Además, el mismo autor definió por vez primera la edad precámbrica del Granito Cananea y estableció que las rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas cubren un rango de edad Paleozoico-Mesozoico, y el conjunto de rocas volcánicas al Mesozoico. Meinert en 1982 describió la estratigrafía del distrito minero de Cananea y reitera la edad precámbrica del basamento granítico en base a relaciones de campo y a edades isotópicas utilizando el método U-Pb efectuadas por Anderson y Silver (1979). En este mismo estudio, menciona que gran parte de la mineralización diseminada se aloja dentro de las rocas volcánicas de la Formación Mesa, previamente descrita por Valentine (1936), la cual, se encuentra basculada regionalmente 15° hacia el este-noreste. Recientemente, Wodzicki (1995) relacionó la evolución entre los sistemas ígneos e hidrotermales en Cananea y describió la génesis de la brecha María en el cerro de Mariquita.

De manera local, el primer trabajo geológico formal desarrollado en el prospecto El Alacrán, fue una evaluación geológica minera que realizó el Consejo de Recursos Minerales en 1970. En este trabajo se consideraron los aspectos sobre la geología, alteración, mineralización y geoquímica, ésta última tanto de roca como de suelos, así como estudios geofísicos. En el mismo año, Ricardo Amaya en su trabajo de tesis profesional, aportó datos petrográficos para clasificar e interpretar las diferentes unidades litológicas del área. Dean (1975) realizó el primer trabajo de geología a semidetalle del área de El Alacrán a escala 1:4000 en el que recomienda estudios detallados de la mineralización en la interface hipogénica-supergénica y un

estudio de caracterización del zoneamiento de la alteración-mineralización; además de estudios de inclusiones fluidas e isótopos estables de oxígeno, para determinar el origen y composición de los fluidos hidrotermales.

El trabajo más reciente y en el que se apoya gran parte el presente estudio, es la exploración mediante barrenación de diamante realizada en 1998 por la compañía Industrial Minera México S.A. de C. V., del Grupo México. En este trabajo se estimó un potencial geoeconómico de 40 millones de toneladas con una ley media de 0.25 % de cobre, la cual, es significativamente baja con relación a las leyes económicas para este tipo de yacimientos (Correa, 1998, informe preliminar).

1.3. Objetivo del estudio

Con la intención de interpretar el sistema hidrotermal al que está ligado el depósito de El Alacrán, fue necesario conjuntar la geología del área con algunos aspectos de la geoquímica de rocas relacionados al estudio de los elementos mayores y trazas, así como el análisis de inclusiones fluidas de muestras de cuarzo asociadas a diferentes etapas de mineralización. De acuerdo con estos parámetros se plantearon los siguientes objetivos:

1. Interpretar y comparar, con base a los estudios petrográficos, geoquímicos y de inclusiones fluidas, el sistema hidrotermal de El Alacrán con el depósito de Cananea.
2. Establecer el nivel de erosión del yacimiento que nos indique su potencial actual.

I.4. Alcance y desarrollo del trabajo

Derivado de la gran importancia que representan los depósitos de pórfidos cupríferos en la producción de cobre a escala mundial, además de su importante connotación académica desde el punto de vista de la génesis, estos yacimientos han sido de los más estudiados en el ámbito geológico-minero en las últimas décadas. El descubrimiento en Sonora de algunos de estos depósitos, como La Caridad en los años 60's, ha permitido estudiar las características particulares que presentan estos depósitos, así como poderlos comparar con depósitos similares a escala mundial. El presente trabajo, se enmarca en el esfuerzo de conocer las características particulares a mayor detalle de este depósito, tratando de explicar de manera comparativa con relación al depósito de Cananea, el porqué El Alacrán se considera un sistema "inmaduro" con mineralización marginal o subeconómica. El término "inmaduro" es empleado por el autor para referirse a un sistema pórfido cuprífero que presenta pocas intrusiones (una o dos intrusiones), que no generaron suficiente mineralización para constituir un yacimiento económico.

Es necesario aclarar que los tópicos relacionados con la fuente de los metales y el origen de los magmas que dieron lugar a la mineralización en el área, están fuera del alcance de esta tesis, a pesar de que las técnicas de isótopos estables ligeros e isótopos radiogénicos pesados son herramientas importantes que tratan estos temas, se deja abierto para futuras investigaciones.

Para cumplir con los objetivos planteados en esta tesis se llevó a cabo trabajo de campo durante 30 días, divididos en tres etapas. En la primera etapa, se realizó un reconocimiento geológico regional del área y se visitaron las minas de Cananea y La Caridad con el objeto de tomar puntos de referencia para comparar algunos aspectos geológicos entre estos yacimientos y El Alacrán.

La segunda etapa de campo consistió en el levantamiento geológico y muestreo superficial. Posteriormente, durante un período de 4 meses se describieron y se hicieron muestreos de 9 barrenos para construir las secciones geológicas y de alteración correspondientes, además se realizaron estudios petrográficos, mineragráficos, rayos x en minerales arcillosos y estudios de inclusiones fluidas.

1.5. Metodología

El trabajo en esta tesis consistió secuencialmente en: 1) investigación bibliográfica, 2) trabajo de campo, en el que se realizó el levantamiento y la verificación de la geología local. Durante el levantamiento geológico, se colectaron diferentes muestras para los estudios petrográficos, mineragráficos y geoquímicos correspondientes, así como el análisis e interpretación de inclusiones fluidas y arcillas minerales en el laboratorio. Para elaborar el mapa geológico a semidetalle del área, se tomó como referencia o mapa base el trabajo de Dean (1975) a escala 1:4000. En este trabajo se redefinieron algunas unidades litológicas y se realizaron nuevas observaciones sobre el tipo y distribución de la alteración y mineralización hidrotermal de la zona.

Con el objeto de entender los controles estructurales de la mineralización, se hicieron mediciones de densidad de fracturamiento en diferentes puntos del área principalmente en zonas de mayor fracturamiento relacionadas a emplazamientos de diques subvolcánicos y también determinar si el patrón de fracturamiento local coincide con algún control regional.

Para el estudio de las texturas de las rocas, las alteraciones y la mineralogía de mena, se describieron a detalle un total de 2,950 m de núcleos de barrenos escogidos estratégicamente y descritos a escala 1:500. Se estudiaron 35 secciones delgadas y 10 superficies pulidas para el análisis petrográfico (tipo de roca y alteración) y mineragráfico (paragénesis y secuencia paragenética de minerales de Mena).

En el caso del análisis geoquímico de elementos mayores y trazas, se colectaron un total de 14 muestras de roca, de las cuales, 10 corresponden a afloramiento y las otras cuatro a núcleos de barrenos, donde la alteración hidrotermal es mínima. Estas muestras incluyen rocas volcánicas encajonantes, el cuerpo intrusivo porfídico mineralizado, así como las brechas postmineralización.

Las muestras para estudios geoquímicos fueron preparadas en el laboratorio del Instituto de Geología, Estación Regional Noroeste, en la ciudad de Hermosillo, Sonora. Posteriormente fueron enviadas para su análisis químico al laboratorio Bondar Clegg en Vancouver, Canadá.

La preparación de las muestras para análisis químicos incluyó los pasos que se resumen a continuación:

1. Limpieza de las muestras; para minimizar la presencia de partes intemperizadas.
2. Lavado con agua tridestilada.
3. Quebrado de las rocas en un molino de quijada, para reducir las muestras a fragmentos del orden de 1 a 2 cm a milímetros de diámetro.
4. Pulverización de las muestras en un contenedor de ágata.

Las técnicas analíticas utilizadas en el laboratorio Bondar Clegg para el análisis de las rocas, fueron las siguientes:

Para determinar los valores de elementos mayores, se utilizó la técnica de Espectrómetro de Masas con Plasma de argón Inducido Acoplado (ICP-MS). En el caso de los elementos traza, se usó la fluorescencia de rayos X (XRF); y para las tierras raras (REE) la técnica de Análisis Instrumental de Activación Neutrónica (INAA). El límite de detección de estas técnicas es del orden de 0.01 a 0.03 % en los óxidos mayores; de 1 a 10 ppm para los elementos trazas y de 0.1 a 0.5 ppm para las tierras raras.

El análisis de minerales de arcillas se hizo en un Difractómetro de rayos X, marca Bouker Axs, modelo D8 Advance, instalado en laboratorio de geoquímica del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora.

La caracterización petrográfica de las inclusiones fluidas (tipo y clasificación) se hizo utilizando un microscopio petrográfico marca Nikon, y las temperaturas de homogeneización fueron medidas sobre una platina térmica de calentamiento-enfriamiento modelo SGE III (equipo desarrollado en el Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona).

Este equipo fue calibrado con el empleo de dos placas de referencia; una placa de Camperio que contiene CO_2 y cuya temperatura de fusión es de -56.6°C , y placa de fluorita González con rangos de temperatura de homogeneización de 180 a 200°C (referencia del manual original del equipo).

II. MARCO GEOLÓGICO-TECTÓNICO

II.1. Marco geológico regional

En el norte del Estado de Sonora afloran rocas con edades que varían entre el Precámbrico y el Cuaternario, lo que evidencia una historia geológica muy compleja. El basamento está representado por esquistos, cuarcitas, gneisses y rocas intrusivas del Proterozoico Medio (Roldán, 1982), las cuales constituyen las rocas más antiguas del Precámbrico en México.

Este complejo ígneo-metamórfico subyace en discordancia a rocas sedimentarias ligeramente metamorfizadas del Precámbrico Superior y a secuencias sedimentarias del Paleozoico (Fries, 1962).

Silver y Anderson (1974) reconocieron dos fajas precámbricas con características litológicas propias, separadas por una megacizalla que denominaron "Mojave-Sonora Megashear". Las edades de estas fajas varían de 1600 - 1700 Ma y 1700 -1800 Ma para la porción noreste (Terreno Norte América) y noroeste de Sonora (Terreno Caborca), respectivamente Campa y Coney (1982) y Campa (en preparación) hacen una subdivisión de terrenos tectonoestratigráficos de México y consideran esta gran falla lateral, como un límite de terrenos (Figura 2). El depósito El Alacrán se ubica dentro del terreno de Norte América.

Hacia el noreste del área de estudio (17 kilómetros de El Alacrán) sobre el flanco poniente de la Sierra Los Ajos, afloran rocas metamórficas de la franja precámbrica más joven, en donde la roca dominante es un esquisto, seguido de cuarcitas, además de diques pegmatíticos, cuyas características litológicas y estructurales son similares al Esquisto Pinal del Meso-Proterozoico que aflora en la porción sur de Arizona (Ransome, 1904).

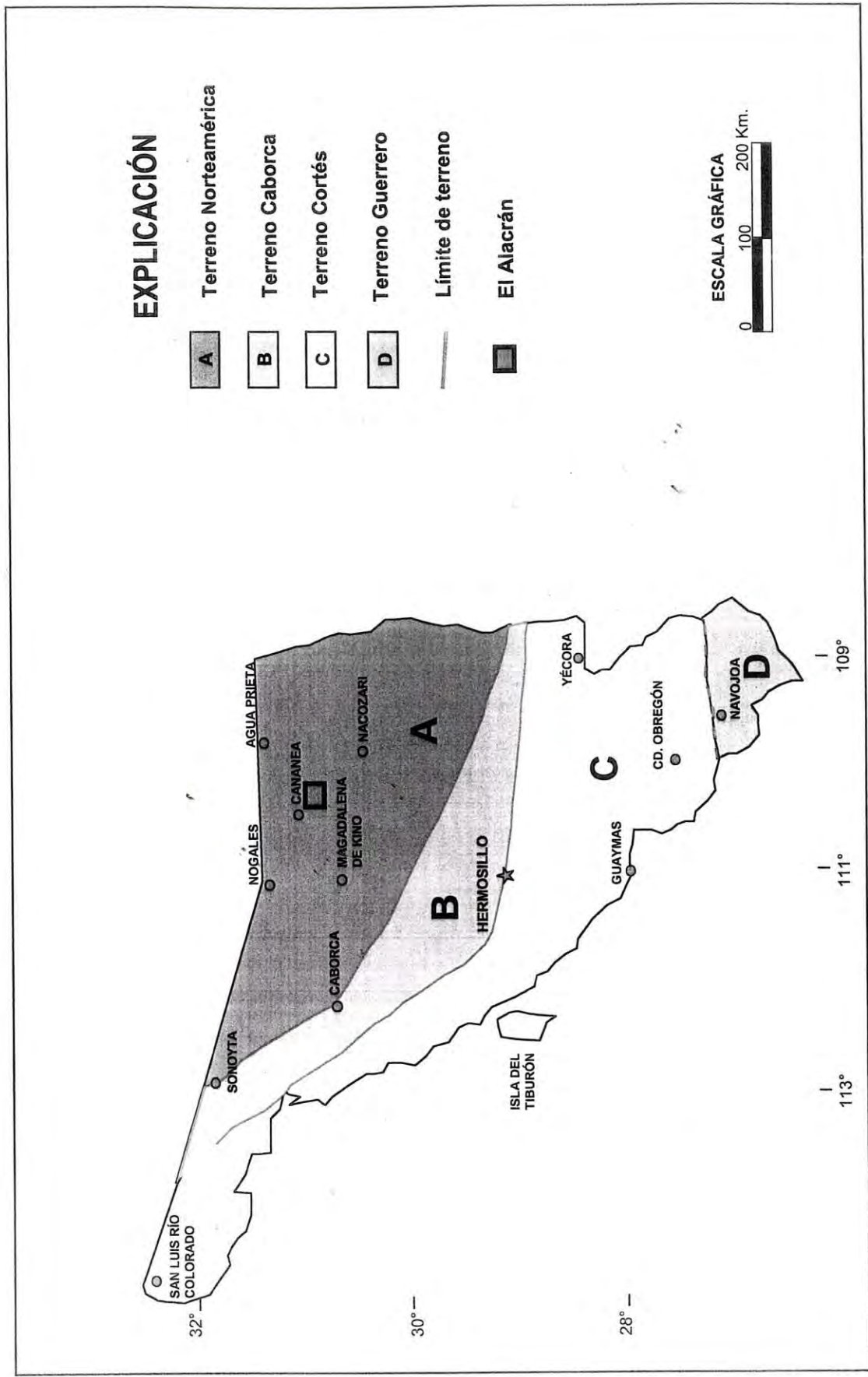
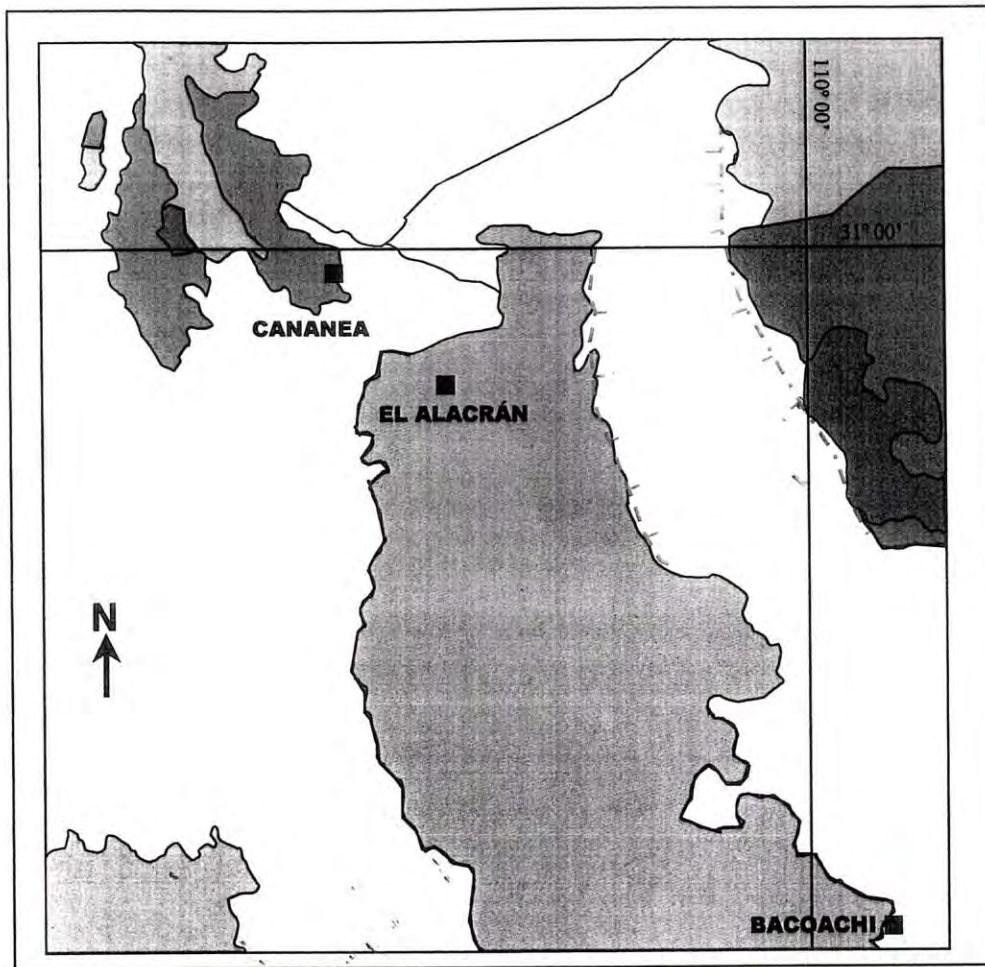


Figura 2. Terrenos tectonostratigráficos en el Estado de Sonora, (Campa y Coney, en preparación).

Las rocas más antiguas conocidas en la región se localizan en los alrededores del distrito minero de Cananea, y corresponden a rocas cristalinas precámbricas del basamento y rocas sedimentarias paleozoicas (Figura 3). El Precámbrico, en esta región, está representado por el Granito Cananea, el cual fue fechado por U/Pb reportando una edad de 1440 ± 15 Ma (Anderson y Silver, 1977). Esta roca granítica, subyace en discordancia a una secuencia de rocas sedimentarias marinas del Paleozoico constituidas principalmente de cuarcitas y calizas de las formaciones Bolsa, Abrigo, Escabrosa y Martín, correlacionables con el Grupo Naco (Mulchay y Velasco, 1954, Meinert, 1982) que a su vez, subyacen también en discordancia a un conjunto de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Mesozoico (Wodzicki, 1995), siendo afectada toda la sección, por múltiples intrusiones mesozoicas (Batolito de Sonora) y emplazamientos ligeramente más tardíos (intrusivos porfídicos) ambos considerados cogenéticos (Pérez-Segura, 1985). Las rocas intrusivas del Batolito de Sonora varía en composición de granodiorita a cuarzomonzonita (Gastil, 1975).

Las rocas volcánicas mesozoicas que afloran en el distrito minero de Cananea, fueron divididas por Valentine (1936) en tres Formaciones denominadas Elenita, Henrietta y Mesa. Las dos primeras fueron asignadas al Jurásico Superior -Cretácico Inferior, y la última al Cretácico Superior. Estas secuencias de rocas volcánicas fueron afectadas subsecuentemente por diferentes etapas de intrusión representadas por la Sienita EL Torre, La Granodiorita Cuitaca, y La Diorita Tinaja, de las cuales, la primera es de edad Jurásica (Wodzicki, 1995), y las dos últimas pertenecen al Batolito de Sonora (Damon et al, 1983).

Penecontemporáneamente a la Granodiorita Cuitaca se emplazaron diques basálticos, interpretados por Valentine (1936) como una etapa tardía de intrusión de edad Cretácico superior-Terciario inferior, previo al emplazamiento de los cuerpos intrusivos o cúpulas subvolcánicas porfíricas a las que está asociada la mineralización de cobre en la región.



Explicación

1500 m








-  Conglomerados y aluviones del Plioceno y Cuaternario
-  Rocas volcánicas del Terciario
-  Granodiorita Cuitaca
-  Rocas volcánicas de la Fm. Mesa
-  Rocas volcánicas del Cretácico Inferior
-  Calizas del Cámbrico-Carbonífero
-  Esquisto Pinal del Proterozoico

Figura 3. Plano geológico regional simplificado de la zona Cananea-El Alacrán.

En un trabajo de estratigrafía de detalle en el distrito de Cananea, Meinert (1982) reiteró la edad precámbrica del basamento granítico con base a relaciones de campo y a las fechas isotópicas antes mencionadas.

Wodzicki (1995) retomó básicamente la geología realizada por Valentine (1936), y elaboró una columna estratigráfica del distrito de Cananea, en la que se puede ubicar el prospecto El Alacrán (Figura 4).

De acuerdo con los trabajos de campo realizados en el área de El Alacrán, afloran rocas volcánicas de composición esencialmente andesítica y dacítica representadas por un conjunto de aglomerados, brechas volcánicas, tobas y derrames de lavas, que se correlacionan en su conjunto, con la Formación Mesa del Cretácico Superior descrita por Valentine en 1936 en el área de Cananea. Dos muestras en diferentes flujos volcánicos, arrojaron edades de 72.6 ± 1.0 Ma y 65.9 ± 0.4 Ma respectivamente (González León et al., 2000).

Dichas rocas presentan diversos grados de alteración hidrotermal, y están basculadas entre $10 - 30^\circ$ en dirección este-noreste de manera similar al distrito de Cananea (Fotografía 1).

Desde el punto de vista metalogenético, el área de El Alacrán pertenece a la extensión sur de la provincia de pórfidos cupríferos del suroeste de Estados Unidos definida por Titley (1981) la cual, continúa en la margen oeste dentro de nuestro país, con una orientación casi paralela a la margen pacífica, y constituye parte de los yacimientos típicos de cobre-molibdeno relacionados a la evolución de un arco volcánico continental (Pérez-Segura, 1985).

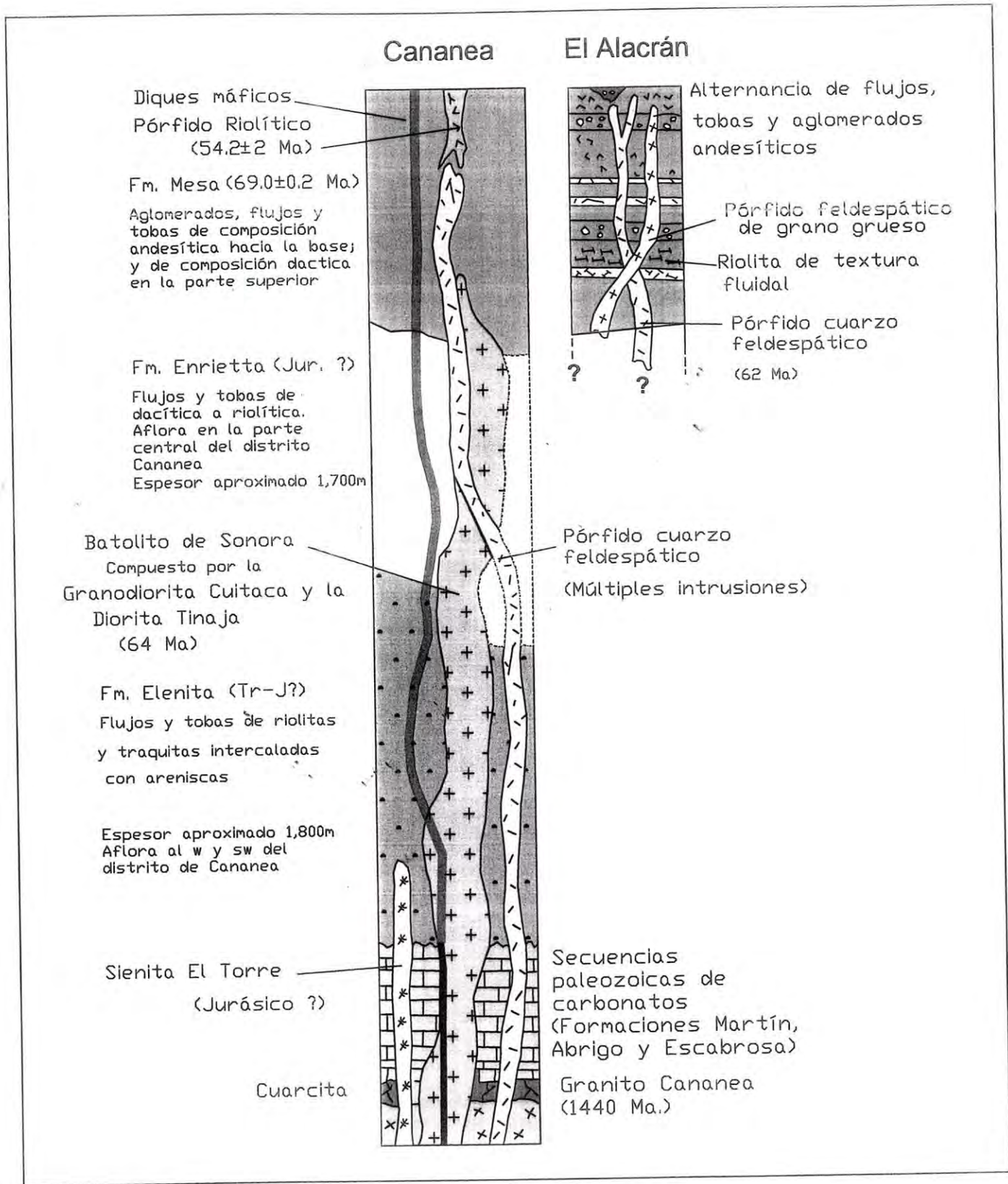


Figura 4. Columna estratigráfica esquemática del prospecto El Alacrán y su relación con el distrito minero de Cananea (tomada de Wodzicki, 1995).

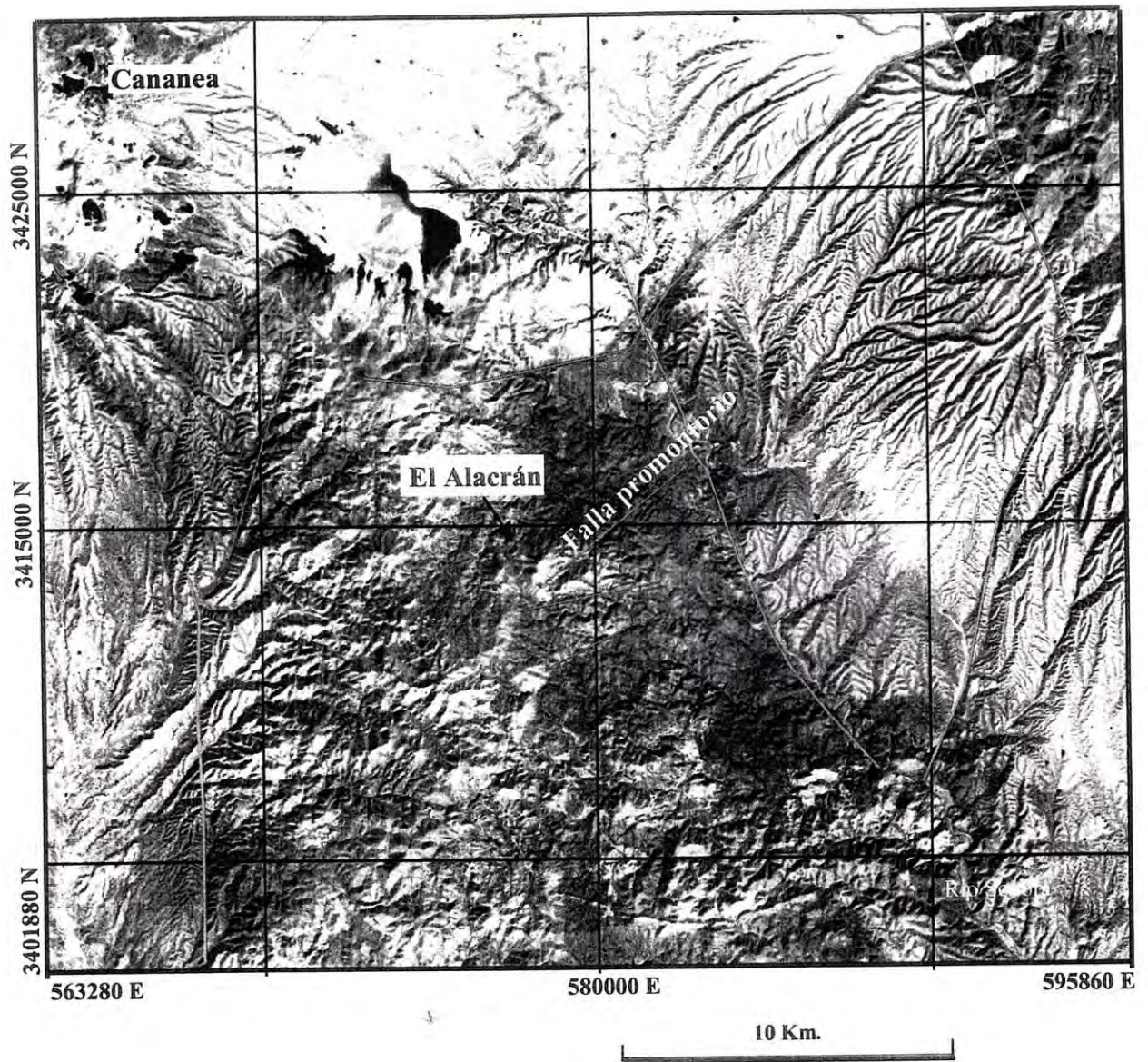
II.2. Marco tectónico

En un contexto general, la mayoría de los depósitos de pórfidos cupríferos se han formado a lo largo de márgenes destructivos, relacionados a zonas de subducción de corteza oceánica en margen continental, donde se generan magmas con firmas calco alcalinas, precursores de rocas batolíticas y de sistemas de pórfidos cupríferos que se emplazan en niveles corticales someros (Tittley y Beane, 1981). Estos procesos en el noroeste de México, están relacionados con la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norte América, caracterizada por una alta tasa de convergencia de 6 a 16 cm/año, y un alto ángulo de subducción (Roldán-Quintana, 2000).

La actividad ígnea ocurrida en El Alacrán y en general en todo Sonora, se ha relacionado a la evolución de un arco magmático continental tipo cordillerano que estuvo activo en la margen oeste de Norte América a finales del Jurásico Tardío y mediados del Terciario (McDowell et al, 2001; Damon et al, 1981; Roldán-Quintana, 1982; Staude y Barton, 2001).

Damon et al (1981) relacionaron los depósitos de pórfidos cupríferos del noroeste de México y rocas asociadas, con la evolución de estos arcos que migraron como respuesta a cambios de velocidad y ángulo de subducción de la placa Farallón en la placa de Norte América.

En el contexto de un marco morfotectónico regional, podemos ubicar el depósito de El Alacrán y toda la provincia metalogenética de pórfidos cupríferos del suroeste de Arizona y noroeste de México, dentro de la región extensional "Basin and Range" (De Cerna, 1989), cuyos rasgos fisiográficos están caracterizado por Cuencas y Montañas limitadas por grandes fallas normales, alineadas en dirección norte-noroeste, se prolongan en la parte central de México hasta el suroeste de Estados Unidos (Figura 5).



Falla de rumbo

Falla normal

Figura 5. Imagen Lansat que cubre la carta H12-B53, 1:50,000 Cananea, Sonora, donde se muestran los extensos valles que rodean al área de estudio, producto de la morfología reciente del "Basin and Range".

Es probable que este proceso tectónico de fallamiento normal NW-SE, haya colaborado de manera importante en la exposición de los cuerpos porfídicos en el área de El Alacrán al igual que en el resto de la franja o provincia de pórfidos cupríferos.

III. GEOLOGÍA DEL ÁREA

III.1. Estratigrafía y petrografía

En el prospecto El Alacrán afloran rocas que varían en edades desde el Cretácico Superior al Pleistoceno, siendo las rocas más antiguas el conjunto volcánico constituido por flujos de riolita, tobas, aglomerados, y flujos andesíticos interestratificados que se correlacionan con la Formación Mesa (Fotografías 1-3). Una fecha isotópica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de una roca dacítica del miembro superior de la misma formación (Fotografía 2), arrojó una edad de $69 \pm 0.2 \text{ Ma}$ (Wodzicki, 1995).

En el inicio del Terciario, el depósito de este conjunto volcánico fue afectado por un enjambre de intrusiones de diques y pequeños "stocks" de pórfidos cuarzo-feldespáticos que se relacionan tanto en espacio como en tiempo, con la mineralización y la alteración hidrotermal de la localidad. Además, durante esta evolución magmática-hidrotermal, se generaron pequeñas zonas de brechas intrusivas hidrotermales restringidas a los contactos intrusivo-volcánicos y brechas postminerales de cuarzo-turmalina, características en los crestones del área (Fotografías 4-11):

Hacia la porción sur del área, se encuentra en contacto por falla con las rocas andesíticas del sistema hidrotermal, flujos riolíticos basculados con inclinaciones de hasta 50° hacia el NW los cuales pueden corresponder estratigráficamente a la parte inferior de la Formación Mesa, y por consiguiente esta unidad se considera también premineral.



Fotografía 1. Vista panorámica hacia el NE, donde se observa la secuencia volcánica de la Fm. Mesa basculada, cubierta por una corona riodacítica del miembro superior de esta misma formación.



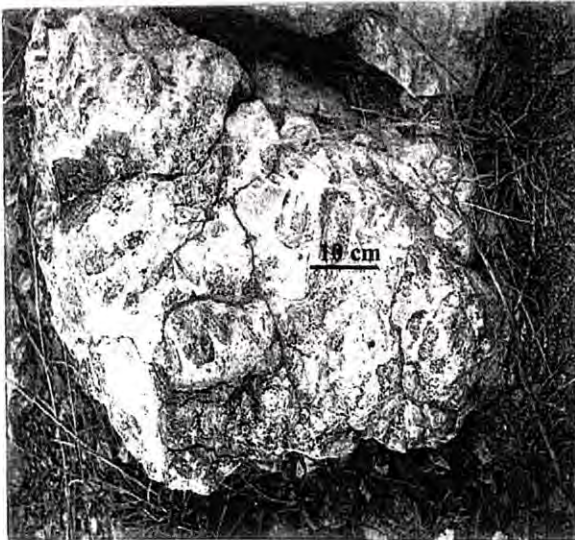
Fotografía 2. Flujos de riodacita porfirítica de la parte superior de la Fm. Mesa, con rumbo NW 60° SE y 24° de echado hacia el NE. El patrón del fracturamiento principal es NE 60°.



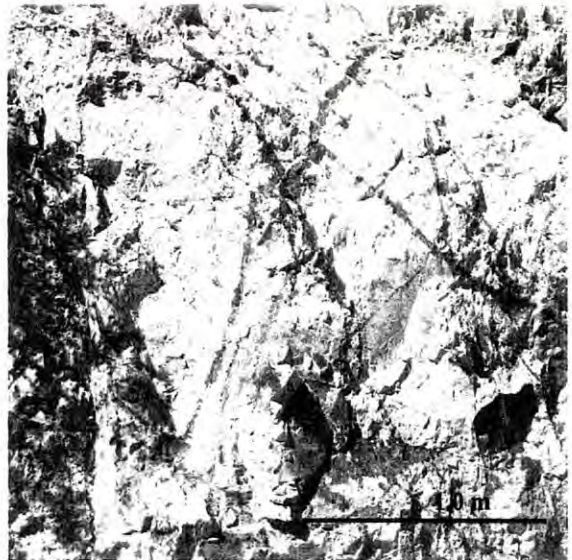
Fotografía 3. Aglomerado tobáceo de la base de la Formación Mesa donde se observan fragmentos andesíticos argilizados.



Fotografía 4. Vista de los cerros El Alacrán donde se observan los crestones de cuarzo con turmalina.



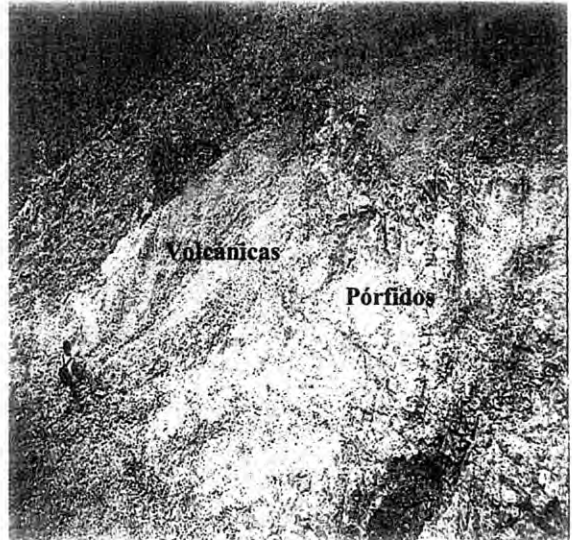
Fotografía 5. Detalle de las brechas de cuarzo-turmalina, donde se observan fragmentos de roca volcánicas bordeados por silice y turmalina negra finamente diseminada.



Fotografía 6. Detalle de la zona de stockwork en la que se observa el vetilleo de cuarzo-sericita.



Fotografía 7. Socavón labrado en la falda sur del Cerro El Alacrán, donde se explotó turquesa en la zona de argilización del depósito.



Fotografía 8. Cañón del arroyo Promontorio donde afloran diques de pórfido cuarzo feldespático que intrusionan a las rocas volcánicas andesíticas.



Fotografía 9. Porción SE del área donde aflora el "stock" de pórfido feldespático de grano grueso.



Fotografía 10. Fenocristal de feldespato potásico en el pórfido feldespático de grano grueso (barreno 17, 284.0 m).



Fotografía 11. Porción sur del área donde aflora una brecha intrusiva hidrotermal asociada a una zona de contacto pórfido-volcánico a lo largo de una fractura orientada NE-SW, paralela al arroyo Promontorio.



Fotografía 12. Tiro vertical principal localizado en la parte central del área, en el que se observa el conglomerado ferruginoso.

Cubriendo en discordancia a las rocas antes mencionadas, hay depósitos de conglomerados ferruginosos cementados por hematita de edad reciente, localizados en la parte central del yacimiento (Fotografía 12). Por último, se observan depósitos aluviales restringidos mayormente a los cauces de los arroyos.

A continuación se hace una breve descripción de las diferentes unidades litológicas que afloran en El Alacrán, cuya distribución se plasma en la Figura 6, y su respectivo resumen petrográfico se muestra en la Tabla 1.

III.1.1. Rocas volcánicas de la Formación Mesa

La Formación Mesa es una secuencia volcánica constituida de tobas, brechas, aglomerados y flujos de lavas principalmente de composición andesítica-dacítica (Valentine, 1930) (Fotografías 2 y 3). Esta última unidad, superficialmente representa más del 70% de los afloramientos del área de estudio, constituyen en gran parte la roca encajonante de la mineralización cuprífera del área. Sin embargo, debido al grado de alteración que muestran estas rocas, es difícil separarlas cartográficamente por lo que se consideraron como una sola unidad como se muestra en el plano geológico y las secciones geológicas (Figuras 6, 7a, 7b y 7c). No obstante lo anterior, fue posible caracterizar megascópica y microscópicamente algunos aspectos litológicos y petrográficos de esta formación.

III.1.1.2. Flujos de Riolita

Esta unidad aflora en la parte sur del área, y corresponde a la unidad volcánica inferior de la Formación Mesa en el área de Cananea. Estos derrames de riolita están en contacto por falla con las andesitas suprayacentes que contienen la mineralización en la porción central del yacimiento. El trazo de la falla fue interpretado basándose en el lineamiento estructural que existe en el área, y al fuerte basculamiento de los flujos,

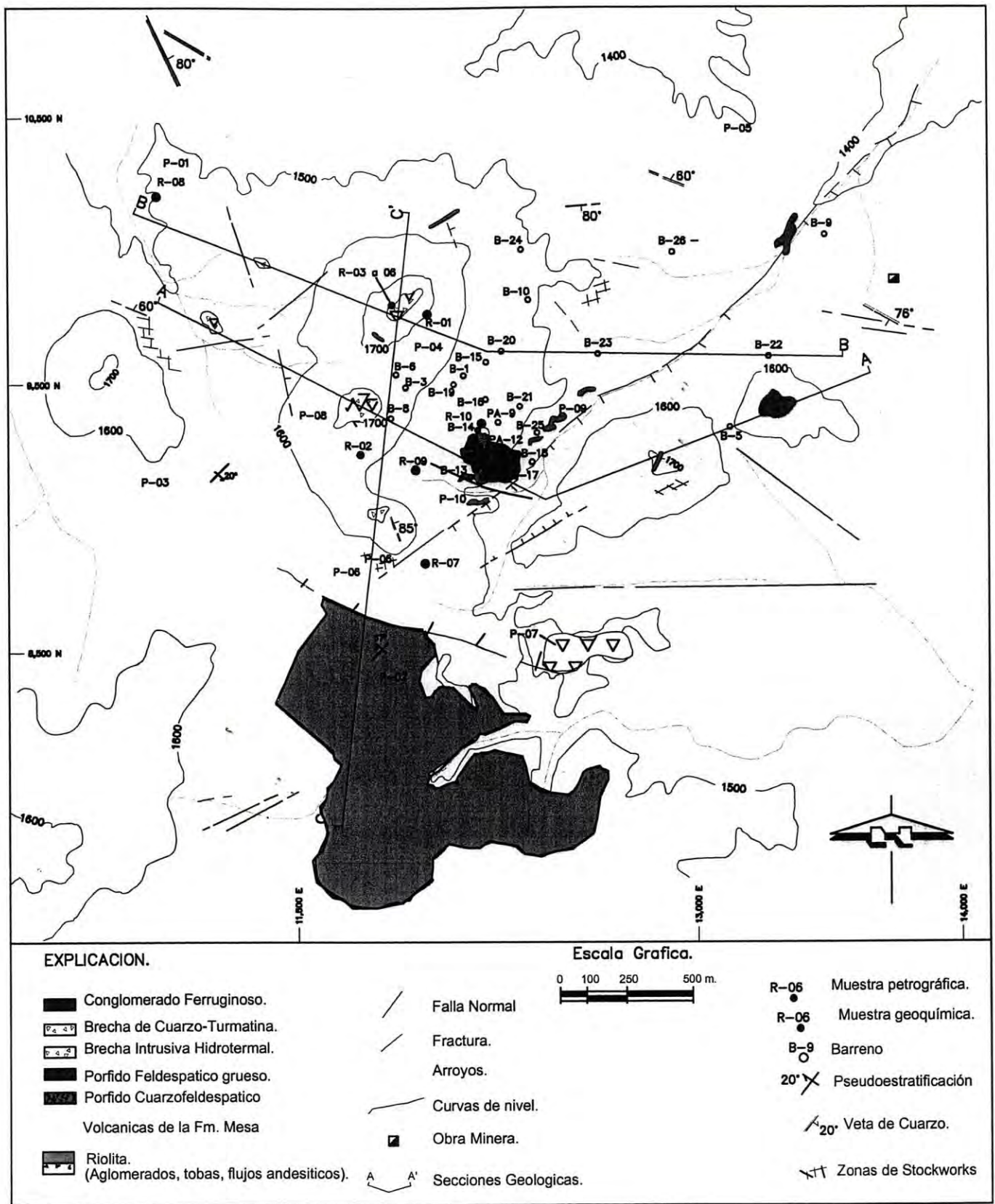
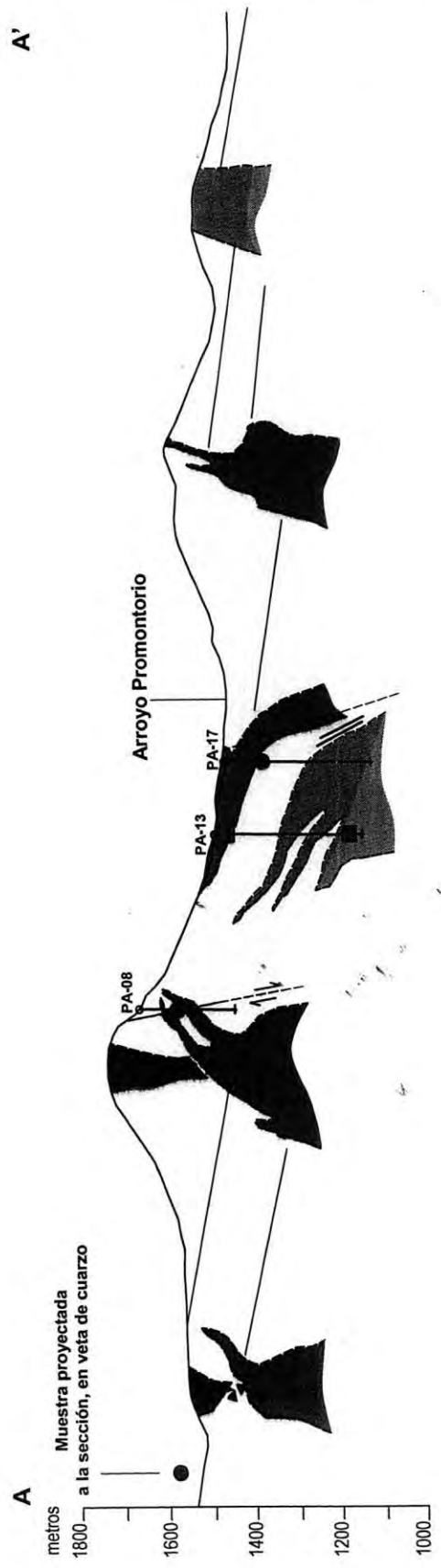


Figura 6. Mapa geológico simplificado del área de estudio.

Sección A-A'



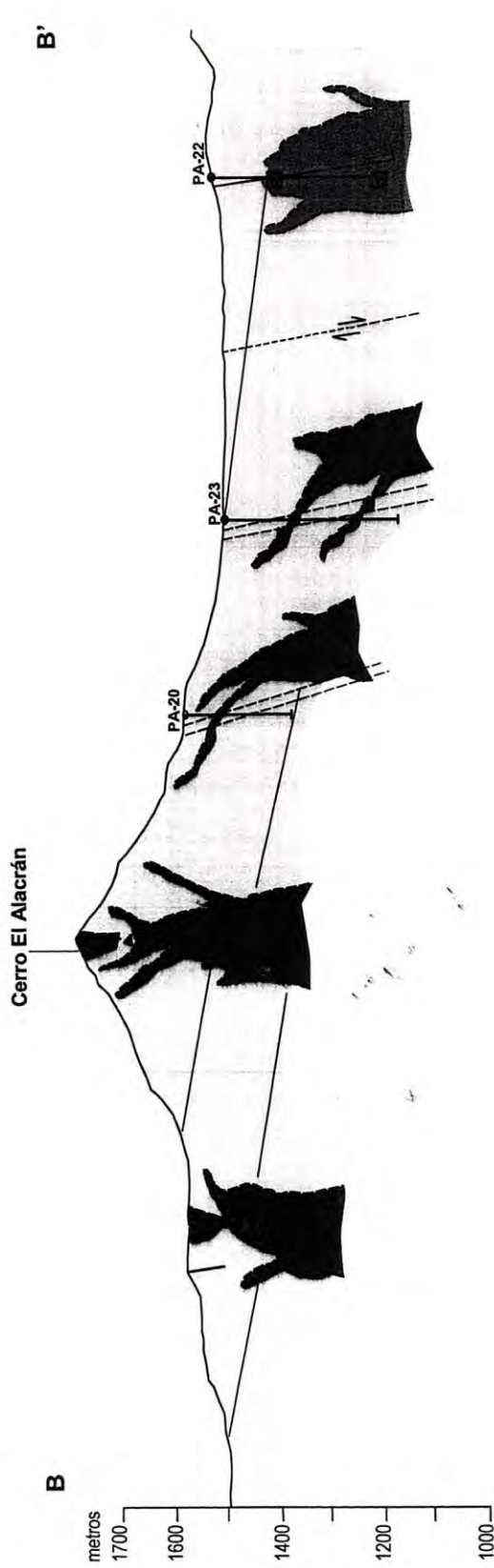
Explicación

- Conglomerado ferruginoso
- Brecha de cuarzo-turmalina
- Pórfido feldespático de grano grueso
- Pórfido cuarzo-feldespático con ojos de cuarzo
- Rocas volcánicas de la Fm. Mesa
- Muestra de inclusiones fluidas
- Contacto geológico
- Falla normal de algunos metros de desplazamiento
- Barreno
- Veta de cuarzo
- Muestra geoquímica



Figura 7a. Sección geológica A-A' del depósito El Alacrán interpretada con barrenamiento.

Sección B-B'



Explicación

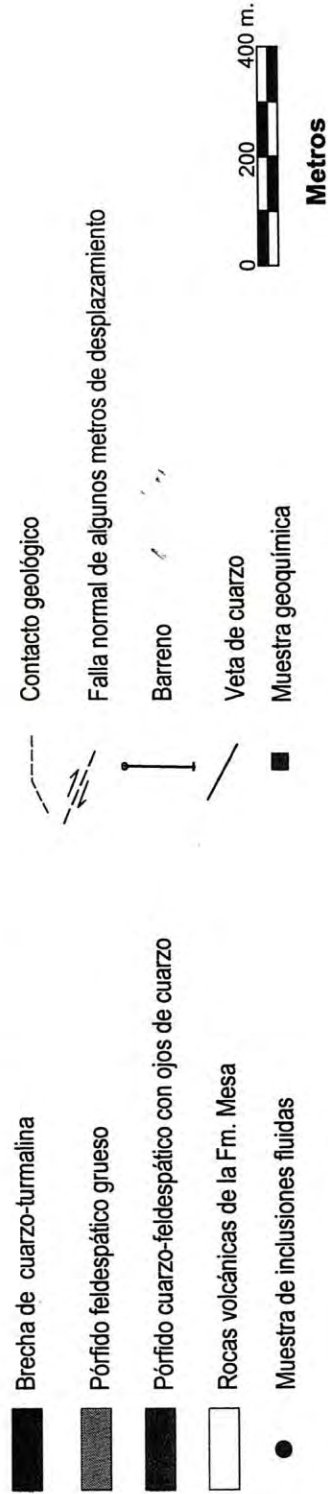
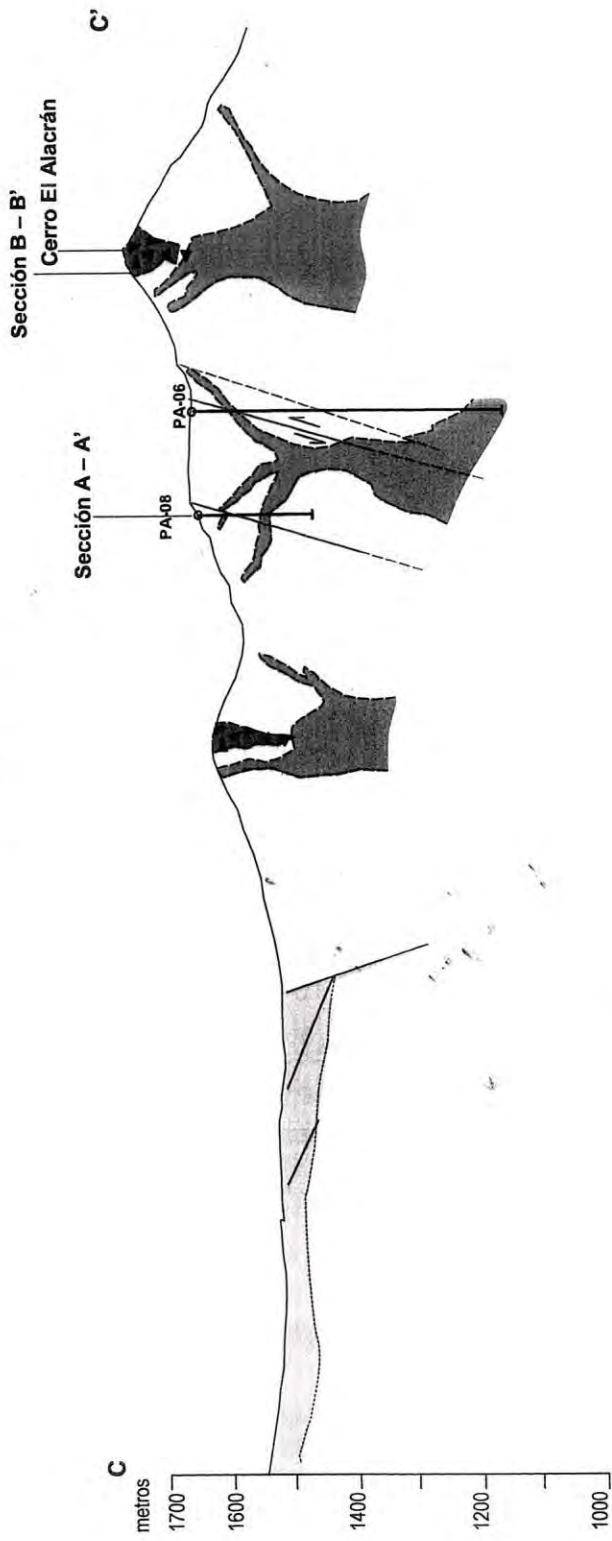


Figura 7b. Sección geológica B-B' interpretada con barrenación del depósito El Alacrán.

Sección C - C'



Explicación

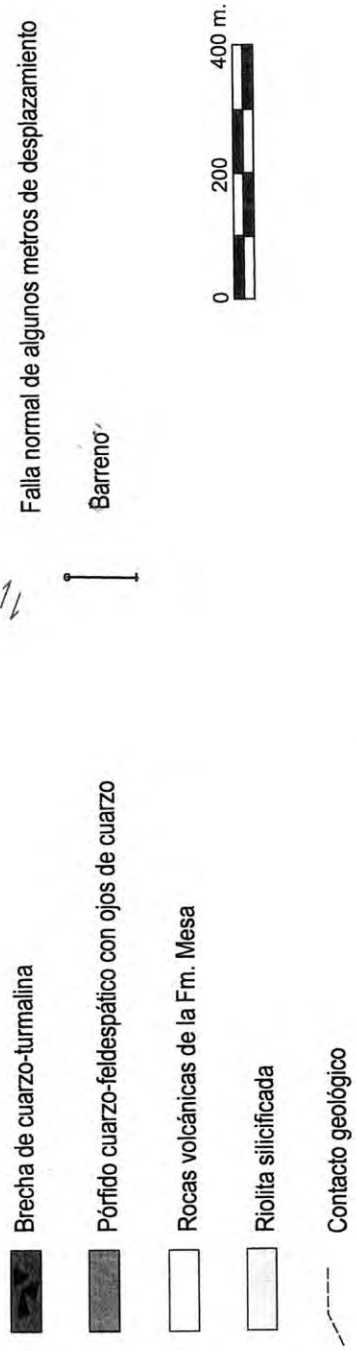


Figura 7c. Sección geológica del depósito El Alacrán interpretada con barrenación.

pero no se pudo determinar el rumbo y echado de la misma en el campo, por la cubierta sedimentaria reciente y el hidrotermalismo en las rocas.

El desplazamiento vertical de esta falla, por lo tanto, no se conoce, sin embargo, datos de barrenos indican que esta unidad se extiende irregularmente debajo de la superficie. El barreno B-26 (Figura 6) interceptó esta unidad a 360 m de profundidad por debajo de una secuencia de andesitas, tobas y aglomerados andesíticos, lo cual podría corresponder a un salto de por lo menos esa profundidad.

Esta unidad volcánica es de color gris, estructura compacta, con textura porfídica fluidal, se le observan fenocristales de plagioclasa sódica y feldespatos potásico, los cuales están rotados, alineados y bordeados por una matriz microcristalina de cuarzo y feldespatos, dando lugar a una estructura típica de flujo.

En la muestra petrográfica P-02 (Figura 6, Tabla 1), se observa una textura porfídica con estructura de flujo muy clara. Los fenocristales de feldespato y albita son xenomorfos, y llegan a tener hasta 1.5 mm de tamaño. Algunos cristales de plagioclasas presentan sericita y calcita en los bordes. La matriz contiene feldespatos, cuarzo microcristalino y escasas vetillas de cuarzo-pirita. La silicificación está principalmente a lo largo de las líneas de flujo cristalino y se interpreta ser primaria más que hidrotermal (Microfotografía 1).

III.1.1.3. Toba lítica

Afloramientos de tobas líticas se observan en la parte noroeste del área, donde presentan generalmente una débil a moderada alteración propilítica y argílica que enmascara las relaciones estratigráficas entre estas rocas y las otras unidades volcánicas. Estructuralmente presenta dos sistemas de fracturamiento verticales de rumbos NE 30° SW y NE 80° SW semiparalelo al régimen de fallas y pórfidos cuarzo-feldespáticos. Con el mapeo a detalle de las secciones de barrenos, se reconocieron algunas intercalaciones delgadas de esta roca dentro de los flujos de lava, con

variaciones composicionales del tipo dacítico-andesítico de color gris, en la que los contactos se observan difusos, sobre todo, en el nivel de la zona de enriquecimiento supergénico.

En sección delgada de la muestra P-05 (Tabla1), se observan fragmentos tobáceos retrabajados de diversos tamaños, con bordes subredondeados y subangulosos que varían en tamaños de centimétricos a milimétricos constituyendo hasta un 80% de la roca, y cristales de cuarzo y fragmentos de cristales de plagioclasas de 1 a 2.5 mm de diámetro (<2%), ambos englobados en una matriz volcánica microcristalina con minerales arcillosos derivados de la devitrificación y alteración de los feldespatos por efectos del hidrotermalismo (Microfotografía 2).

III.1.1.4. Aglomerado

Horizontes de aglomerados andesíticos afloran esporádicamente en las periferias del yacimiento, mostrando una distribución errática. En general se encuentran rodeando los cerros más altos cerca de zonas de brechas con turmalina.

La muestra P-01 (Tabla 1) es una roca de color verde que intemperiza a color café claro, con estructura masiva y compacta. Presenta clastos redondeados desde 1mm hasta más que 10 cm de diámetro, cuya composición es andesítica y de andesita basáltica en algunos sitios. La matriz se compone de material tobáceo de la misma composición que los clastos. Aproximadamente un 30% de los clastos exhiben una leve alteración propilítica, incluso en algunos de ellos se puede ver la textura porfirítica original de la roca.

Como se dijo anteriormente, el fuerte intemperismo y la alteración hidrotermal (Fotografía 3) en la zona dificultan, al igual que las otras unidades litológicas, la descripción megascópica de esta unidad; pero en algunos núcleos de barrenos permiten ver con mayor claridad y detalle la textura, estructura, controles de la

mineralización en relación con las vetillas y la alteración, así como otros parámetros físicos de la roca.

En el estudio petrográfico de la muestra P-01 (Tabla 1), se observa una textura piroclástica, en donde los fragmentos volcánicos andesíticos representan aproximadamente un 60% de la roca, los fragmentos de cristales de plagioclasa (20%), los fragmentos volcánicos esferulíticos (5%), y los cristales de cuarzo subarredondados de 0.1 a 2.0 mm de diámetro solamente un 1% (Microfotografía 3). La matriz de la roca es de grano fino y arcillosa que representa aproximadamente el 15% restante del volumen total de la roca.

III.1.1.5. Andesita

Los flujos de andesitas constituyen la unidad volcánica más abundante que aflora en el área, y son las rocas encajonantes más importantes de la mineralización. Las muestras menos alteradas son de color gris verdoso con estructuras compactas, la textura varía desde afanítica a porfirítica predominando ésta última. Mineralógicamente estas rocas presentan fenocristales anhedrales de plagioclasas de 1 a 5 mm de tamaño, y en menor abundancia, minerales ferromagnesianos caracterizados por cristales prismáticos de biotita y hornblenda englobados en una matriz afanítica de feldespato potásico. Comúnmente muestra diferentes grados de silicificación y propilitización.

Estructuralmente las andesitas están pseudoestratificadas y muy fracturadas. Las fracturas contienen óxidos de hierro producto de lixiviación de ferromagnesianos, pirita y probablemente otros sulfuros como la calcopirita. Además se pueden observar minerales como la jarosita, goethita, hematita, especularita, y limonitas asociadas a vetillas de cuarzo-sulfuros de las zonas de stockwork. En secciones de barrenos se observan numerosas superficies de deslizamientos relacionados con fallas de alto ángulo, con un componente oblicuo, que muestran una alteración argílica intensa.

Al microscopio estas rocas presentan texturas porfíricas. En la muestra P-06 (Tabla 1) se observan fenocristales subhedrales de plagioclasas de 0.5 a 2 mm de tamaño (25%), cuarzo (2%), hornblenda y biotita parcialmente oxidadas (2%) y piroxeno (>1%) en una matriz microcristalina con diferentes grados de alteración propilítica caracterizada por epidota, clorita, calcita, pirita y arcillas en forma diseminada (Microfotografía 4).

III.1.2. Pórfido Cuarzo feldespático

En el área mineralizada de El Alacrán, se reconocieron dos fases intrusivas de carácter félsico que petrográficamente han sido clasificados como pórfido cuarzo-feldespático de grano medio, y pórfido feldespático de grano grueso, ambos de composición esencialmente cuarzomonzonítica. Mediante análisis estructural realizado en el campo y confirmado en núcleos de barrenos, se ha podido determinar que el pórfido feldespático de grano grueso es la fase intrusiva más joven. Se distingue de la otra fase por su modo de emplazamiento (en "stocks" más que en diques), además su textura y el menor grado de mineralización. Las relaciones de corte que existe entre ambos, se visualizan más claramente en las secciones geológicas interpretadas mediante barrenación que en fotografías de campo (Figuras 7a, 7b y 7). En el área de Cananea, Ochoa y Echávarri (1978) determinaron cuatro fases intrusivas porfídicas distintivas tanto por sus relaciones de corte, como por su composición y arreglo textural. Al menos dos de estas fases denominadas como pórfido de grano medio con ojos de cuarzo y pórfido grueso 8-110, son similares con las fases intrusivas reconocidas en este trabajo de El Alacrán.

Las principales distinciones que se denotan entre estas dos fases intrusivas son la variación en la textura en cuanto a la abundancia y tamaño de los fenocristales de feldespato potásico, cuyos tamaños en el pórfido cuarzo-feldespático de grano medio son milimétricos, mientras que en el pórfido feldespático de grano gruesos son centimétricos (de hasta 4 cm de diámetro).

En el caso del pórfido cuarzo-feldespático de grano medio, éste se ha identificado en el área como diques irregulares en forma de "dedos" de unos cuantos metros de ancho de dirección NE-SW. Afloran en forma discontinua principalmente en la parte central del área donde cortan a las unidades andesíticas de la Formación Mesa (Fotografía 8). En las zonas de los contactos con las unidades volcánicas se observa localmente una recristalización de la andesita que aparenta a una roca equigranular de grano grueso semejante a una granodiorita.

La roca es generalmente deleznable, de color gris claro, con textura porfídica y estructura compacta a profundidad. Contienen fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y ojos de cuarzo redondeados; todos subhedrales, los cuales, varían en tamaño de 1 a 4mm y constituyen aproximadamente 40 a 50% del volumen de la roca. La matriz es de grano muy fino y de la misma composición, con abundante sericita, además de pequeñas zonas o parches relictos con alteración potásica penetrativa controlada por microvetillas y diseminada.

Al microscopio la muestra de roca P-09 (Tabla 1), revela una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (20%), feldespato potásico (15%), ojos de cuarzo redondeado (20%), biotita (1%) y minerales opacos (2%), que constituyen 40 a 55% de la masa de la roca. La matriz es microcristalina y de la misma composición que los fenocristales, la cual frecuentemente está alterada por cuarzo-sericita. Peculiarmente los fenocristales de cuarzo llegan a tener hasta 7 mm de diámetro (Microfotografía 5).

III.1.3. Pórfido feldespático de grano grueso

Aflora principalmente en la parte oriental del centro de la mineralización, y se presenta en "stocks" que cortan tanto a las rocas volcánicas de la Formación Mesa, como a los diques de pórfido cuarzo feldespático de grano medio. Es de color gris claro a rosa claro con textura porfídica. En muestras de núcleo de barreno se observaron fenocristales prismáticos de ortoclasa de 1 hasta 4 cm de largo en un 10-15 % de la roca (Fotografía 10). En las figuras 8 y 25, se muestra las relaciones de

corte que existe entre esta unidad y las rocas volcánicas, así como con el pórfido cuarzo-feldespático de grano medio. En el barreno B-13 (Figuras 7a, 7b y 7c), se observaron interdigitaciones de estos diques que cortan a las rocas volcánicas, conformando contactos graduales con una brecha restringida a los contactos entre ambas rocas. En esta sección del barreno también se observa que una pequeña porción de la roca volcánica andesítica, que es generalmente afanítica a profundidad, cambia localmente su textura de afanítica a una aparente textura porfídica por los efectos de la intrusión, generando confusión en el momento de la descripción de la roca. Es en estas zonas de contactos con desarrollo de brechamiento locales, donde se pueden observar minerales de biotita, feldespato potásico y magnetita correspondientes a la asociación de alteración potásica, así como calcopirita finamente disseminada en concentraciones de 0.5 % a trazas.

En sección delgada se observan fenocristales de feldespato potásico de más de 7 mm de tamaño (15-25%), cristales de plagioclasas comúnmente sericitizados (10%) y cuarzo de 1 a 1.5 mm (2 a 5 %). La matriz está constituida completamente por una masa cuarzo-feldespática de la misma composición, que presenta comúnmente alteración de cuarzo-sericita más pirita disseminada y en microvetillas.

III.1.4. Brechas intrusivas hidrotermales

Con base en algunos conceptos de la clasificación de brechas hidrotermales asociadas a mineralización de Bryant (1968), y la clasificación de brechas volcánicas de Wright y Bowes (1963), en este trabajo se ha definido como brecha intrusiva hidrotermal a la zona de contacto brechada causada por la intrusión de diques o pequeños "stocks" de pórfidos cuarzo-feldespáticos, donde los fragmentos están constituidos por ambas rocas, tanto volcánicas como intrusivas porfídicas, embebidos en una matriz rica en cristales de cuarzo y feldespato con bordes corroídos por la acción de la alteración hidrotermal frecuentemente de cuarzo-sericita (Fotografía 11).

Esta unidad se reconoce principalmente en secciones de barrenos en los contactos entre los pórfidos y la roca volcánica. El afloramiento principal tiene una extensión de 200 m de largo por 100 m de ancho y se localiza en la porción sur del área, donde la alteración hidrotermal consistente en una fuerte silicificación principalmente, dificulta la descripción litológica (Figura 6). En el resto del área, afloran pequeñas manifestaciones de estas brechas, pero sus dimensiones no son cartografiables.

Los fragmentos de la brecha intrusiva, en el caso de rocas volcánicas, consisten predominantemente de rocas volcanoclásticas y de flujos andesíticos con formas subangulosos, seguido por fragmentos de pórfidos cuarzo-feldespáticos de 2 mm a 20 cm de diámetro, englobados en una matriz de grano muy fino comúnmente muy silicificada y sericitizada. En cuanto a mineralización, se observan trazas de sulfuros diseminados y en vetillas, además de carbonatos de cobre en planos de fracturas secundarias. Localmente la matriz está cementada por magnetita hidrotermal con cuarzo y clorita subordinados. Los fragmentos de pórfido cuarzo-feldespático, muestran en algunos sitios, bordes redondeados por la acción de los fluidos hidrotermales.

III.1.5. Brechas de cuarzo-turmalina

Geomorfológicamente estas brechas tienen formas semicirculares que resaltan en las partes más altas de los cerros, quizás por la intensa silicificación que las caracteriza (Fotografías 4, 5 y 6). Geológicamente corresponden al último evento hidrotermal en la evolución del sistema pórfido cuprífero, con contactos abruptos con las paredes de rocas volcánicas encajonantes, y contactos transicionales a profundidad hacia zonas muy fracturadas y fragmentadas donde gradúa a una roca con fragmentos tabulares (zonas de "crackle breccia"). Por observaciones de campo, y datos obtenidos de la barrenación, se considera que estas brechas no están asociadas a la mineralización de cobre en el área, sino que son postminerales, las cuales, no cortan a las unidades de pórfidos cuarzo-feldespáticos. Comparativamente en otras regiones, como en la porción centro-sur de Sonora, las ocurrencias de zonas

de brechas de cuarzo-turmalina están relacionadas más bien a cúpulas de rocas granodioríticas equigranulares que conforman raíces de sistemas de pórfidos cupríferos, donde los cristales de turmalina son más gruesos de tamaños centimétricos y constituyen hasta el 20 % de la roca en algunos sitios (Flores-Vázquez, 2001).

III.1.6. Conglomerado ferruginoso

Las rocas más jóvenes del área son unas brechas o conglomerados sedimentarios ferruginos formados por material de relleno en las depresiones topográficas del área. Esta unidad llega a tener 5 m de espesor en afloramientos dispersos, pero puede alcanzar hasta 10 m o más en la parte central del área, en donde se ubica el tiro vertical principal (Fotografía 12). Característicamente esta roca es de color café rojizo, y está bien consolidada.

En muestra de mano se puede clasificar como un conglomerado polimítico mal seleccionado, con fragmentos subangulosos a redondeados compuestos de todas clases de rocas antes mencionadas, que varían en tamaño de 1 a 20 cm. Los sedimentos de la matriz son de grano medio a grueso, y están fuertemente cementados por hematita rojiza. Estas rocas cubren discordantemente a las andesitas y pórfidos cuarzo-feldespáticos en las depresiones topográficas, pero no alcanzan a cubrir a la riolita de la porción sur del área.

Tabla 1. Resumen petrográfico de muestras de afloramientos.

Lámina	Minerales esenciales y accesorios	Textura / Minerales de alteración de la roca	Comentarios	Nombre de la roca y su relación con el depósito
P-01	Fragmentos de roca y cristales de biotita 1 – 5 % plagioclasa (40%)	Piroclástica. Sericita-cuarzo, pirita, calcita y arcillas	Plagioclasas y biotita alteradas a arcillas y sericita, vetilla de cuarzo-pirita (2%)	Aglomerado andesítico. Formación Mesa
P-02	Cuarzo 20%, feldespato K (sanidina) 2%, albita <1%	Porfídica. Silicificación. Sericita, calcita xenomorfa reemplazando a fenocristales de plagioclasas	Roca con estructura de flujo intensamente silicificada, hay pocos fenocristales de cuarzo	Flujo de Riolita. Formación Mesa o porción superior de la Fm. Henrietta?
P-03	Plagioclasas (oligoclasa), biotita y magnetita (trazas)	Porfírica. Clorita, calcita, epidota (menor sericita, cuarzo y hematita)	Plagioclasas reemplazadas por calcita y sericita	Andesita. Formación Mesa
P-04	Plagioclasa-feldespatos (10%) Biotita (trazas)	Porfírica. Cuarzo-sericita, pirita y sílice.	Alterados a sericita y arcillas y silicificación posterior.	Andesita. Formación Mesa
P-05	Plagioclasa 15-20%, cuarzo 1%, fragmentos andesíticos 60%	Piroclástica. Arcillas, trazas de epidota y clorita. Óxidos de hierro	Devitrificación del material volcánico. Leve alteración propilitica	Toba Lítica andesítica. Formación Mesa
P-06	Plagioclasas (25%), cuarzo (2%), hornblenda y biotita (2%).	Porfírica. Sericita, pirita, argilización y silicificación.	Roca fuertemente alterada en zona de cuarzo-sericita	Andesita. Formación Mesa
P-07	Fragmentos volcánicos y del pórfido previamente alterados. Se observan ojos de cuarzo	Hay alteración cuarzo-sericita en fragmentos de pórfido. Agregados de calcita y hematita tanto en fracturas como en matriz	Zona de contacto Pórfido-Volcánico. Los fragmentos volcánicos están alterados a cuarzo-sericita, >> cuarzo que sericita	Brecha intrusiva hidrotermal. En zona de contacto pórfido-volcánico
P-08	Plagioclasa, biotita	Silicificación moderada, arcillas >> sericita, cuarzo granular	Hay finos minerales opacos cúbicos de probable pirita	Andesita. Formación Mesa
P-09	Plagioclasa 40%, cuarzo 20%, biotita 5%	Porfídica. Alteración intensa por sericita fibrosa y arcillas, clorita variedad penina, trazas de epidota	Los fenocristales de cuarzo y plagioclasas son de 0.2 a 2.0 mm y están selectivamente alterados	Pórfido cuarzo feldespático con ojos de cuarzo. Relacionado con la mineralización
P-10	Plagioclasa 20%, feldespato K 15%, cuarzo 5%, biotita 5%.	Intensa alteración por sericita y arcillas, cloritización de la biotita	Biotita altera a clorita variedad penina, color violáceo. Minerales opacos 1%.	Pórfido cuarzo feldespático con ojos de cuarzo. Relacionado con la mineralización

III.2. Estructura y densidad de fracturas

Regionalmente se observa que las rocas andesíticas que cubren la mayor parte la zona de El Alacrán, presentan un basculamiento de 20 a 30° en dirección noreste causado probablemente por el reajuste de la tectónica extensional Basin and Range que originó grandes fallas normales y fracturamientos con dirección NNW-SSE.

Mediante el levantamiento estructural local en el área, se reconocieron dos fallas principales del tipo normal, aparentemente verticales, una de ella de poco desplazamiento como es el caso de la falla El Promontorio que tiene un salto de por lo menos 5 m, determinado por el desnivel de los conglomerados ferruginosos que se muestran en el mapa geológico (Figura 6). El rumbo de esta falla es NE - SW paralelo a los afloramientos de diques porfídicos, siguiendo el trazo del arroyo El Promontorio. Esto sugiere que este rumbo es la dirección preferencial del control estructural del emplazamiento de cuerpos porfídicos subvolcánicos relacionados con la mineralización de cobre-molibdeno.

Otra falla con dirección WNW-ESE, pero de mayor desplazamiento con relación a la anterior, se localizó en la parte sur central del área, pone en contacto a las rocas andesíticas encajonantes de la mineralización de la Formación Mesa, con flujos riolíticos relativamente más antiguos correspondientes a la parte superior de la Formación Henrietta o la base de la Formación Mesa. En la sección geológica C-C' se muestra la relación de esta estructura con respecto a las rocas volcánicas andesíticas, en la que se sugiere, de acuerdo con datos del barreno B-26, un salto mínimo de 360 m. De acuerdo a esta característica, esta estructura, aunque no se ve en superficie, puede corresponder a una falla con una gran componente vertical de carácter regional como se observa en la imagen de satélite de la figura 5.

La mayoría de las fallas son de unos cuantos centímetros y están definidas por la presencia de abundantes superficies de deslizamiento, que por la escala de

mapeo, no es posible indicarlas en el plano geológico, pero sus características pueden observarse en los núcleos de los barrenos. Estas fallas menores regularmente conforman zonas de contacto entre las rocas volcánicas y los pórfidos cuarzo-feldespáticos. Generalmente muestran estrías con material arcilloso comúnmente de color blanco, y a veces de color naranja por la presencia de jarosita, magnetita, y otros óxidos de hierro.

Localmente, el fracturamiento preferente tiene un rumbo que varía de 45 a 65° en dirección noreste con inclinaciones abruptas hacia el sureste, el cual, coincide fuertemente con el control de las intrusiones de los cuerpos porfídicos del área, y que probablemente sirvió también como control del emplazamiento de las brechas hidrotermales tardías (Figura 5). Se determinaron también otras dos familias de fracturas que cortan a la anterior, cuyas orientaciones son de 45° y 80° al NW respectivamente. Estos sistemas de fracturas hospedan las vetas de cuarzo reconocidas en las periferias del área, las cuales están alojadas en un nivel estructural superior.

En sitios puntuales en donde hay zonas de contacto entre las rocas volcánicas y las intrusiones porfídicas, la mayoría de las fracturas están rellenas por cuarzo, óxidos de hierro y pirita, y presentan un arreglo irregular formando un sistema de enrejado tipo stockwork. El rango de densidad de fracturamiento obtenido en afloramientos varía de 0.10 a 0.40 cm^{-1} (Figura 8). Es notable que los valores más altos están asociados a las zonas de stockwork cerca de los contactos entre las rocas volcánicas y los pórfidos, ubicados en la parte central y noreste del área, en la depresión topográfica que se encuentra en el arroyo El Promontorio. Consecuentemente, los sitios periféricos o alejados de la parte central del área, presentan los menores indicadores de fracturamiento en el que se muestra un cambio gradual decreciente de 0.25 a 0.10 cm^{-1} o menos.

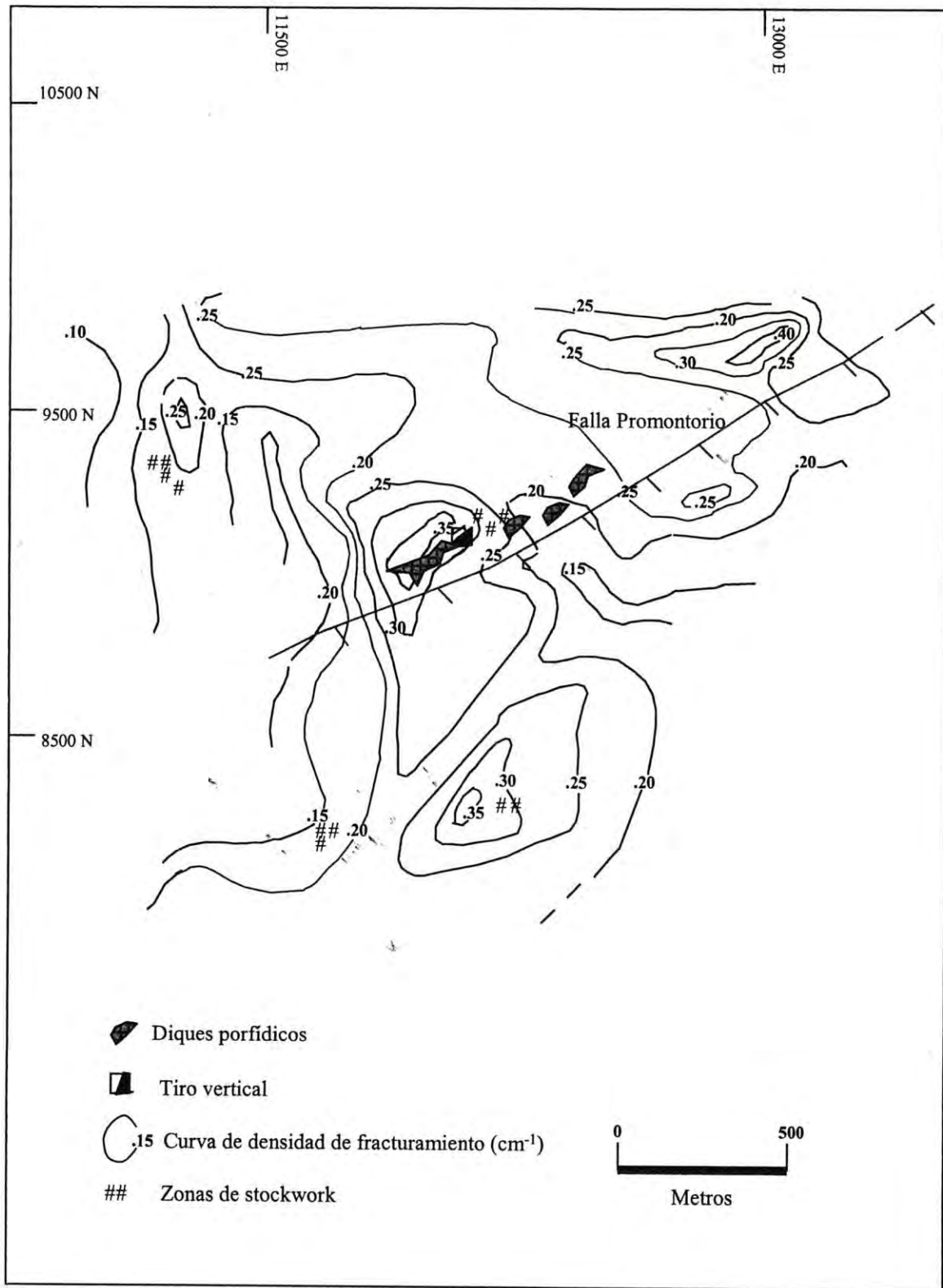


Figura 8. Plano de densidad de fracturamiento.

IV. ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN

IV.1. Tipología, grado y distribución de la alteración hidrotermal

En el área de El Alacrán los procesos de alteración hidrotermal relacionados a los eventos intrusivos desarrollaron un patrón de zoneamiento mineralógico concéntrico, típico de los pórfidos cupríferos. La distribución general de las diferentes zonas de alteración que se muestra en la Figura 9, define burdamente un núcleo potásico de extensión restringida, el cual está bordeado por un halo de alteración filica (cuarzo-sericita cuando no hay pirita de manera importante) y otro más exterior de carácter propilítico, ambos, enmascarados por una argilización moderada posterior. Sin embargo, a la escala del estudio, es evidente que las zonas de alteración se distribuyen en forma errática, traslapándose unas con otras conformando "parches" de alteración que a menudo son difíciles de distinguir.

De acuerdo con las observaciones de campo, el análisis a detalle sobre muestras de núcleo de barrenos, y estudios petrográficos realizados, fue posible identificar el tipo, grado y distribución de las diferentes manifestaciones de la alteración hidrotermal en el área, definiendo de alguna manera las relaciones texturales, estructurales y mineralógicas que existen particularmente en cada zona de alteración.

Los términos débiles, moderado, e intenso, utilizados en este trabajo para indicar el grado de alteración presente, se refieren exclusivamente al grado de conservación de la textura original de la roca en estudio; por consiguiente, una roca que conserva parcialmente su textura original, presenta una alteración débil a moderada, mientras que aquella que cambia totalmente, se dice que está intensamente alterada.

De esta manera se pudo definir en el área que la litología juega un control importante en el tipo de alteración; así se observó que la propilitización y

feldespatización de la alteración potásica están asociadas a las rocas volcánicas andesíticas y pórfidos cuarzo feldespático respectivamente; mientras que la alteración de cuarzo-sericita está ampliamente distribuida en ambas rocas. La argilización-silicificación se presenta en forma errática en todo el área, especialmente en las brechas hidrotermales de cuarzo-turmalina localizadas en las partes altas o cimas de los cerros. La distribución horizontal y vertical de las alteraciones se puede observar en las Figuras 9 y 10, mientras que la descripción de cada zona de alteración se da a continuación. Los significados de las abreviaciones a continuación son como sigue: feld-k = feldespato potásico; mt = magnetita; bio = biotita, qz = cuarzo; ser = sericita; ep = epidota; cl = clorita; ar = arcillas; cao = caolinita; mont = montmorillonita; py = pirita; cpy = calcopirita; mo = molibdenita; bo = bornita; cv = covelita y cc = calcosita.

Alteración potásica (feld-k + mt + bio+cpy + py)

Raramente se puede observar el campo la alteración potásica, pero en núcleos de barrenos y en sección delgada es evidente. Por ejemplo, como es el caso del barreno PA-17 (Fotografía 13) se logra definir una feldespatización diseminada en la matriz de la roca en una zona de contacto entre el pórfido y la roca volcánica localizado en la parte central del área, definiendo un pequeño núcleo potásico difuso en el centro de mineralización (Figura 9). Esta manifestación se relaciona espacialmente a las intrusiones porfídicas en forma de diques, localizados alrededor de los contactos, donde se desarrolla el brechamiento intrusivo hidrotermal característico de la zona. A profundidad, la alteración potásica solo se presenta como parches relictos, dado que en los barrenos de la parte central del área se observan manchas de feldespato potásico, biotita y magnetita como principales asociaciones mineralógicas diseminadas, donde ha sido casi totalmente reemplazada por la alteración fílica o de cuarzo-sericita (Figura 10). Comúnmente los fenocristales de feldespatos presentan bordes o halos de alteración fílica (Fotografías 13, 14, 15 y 16).

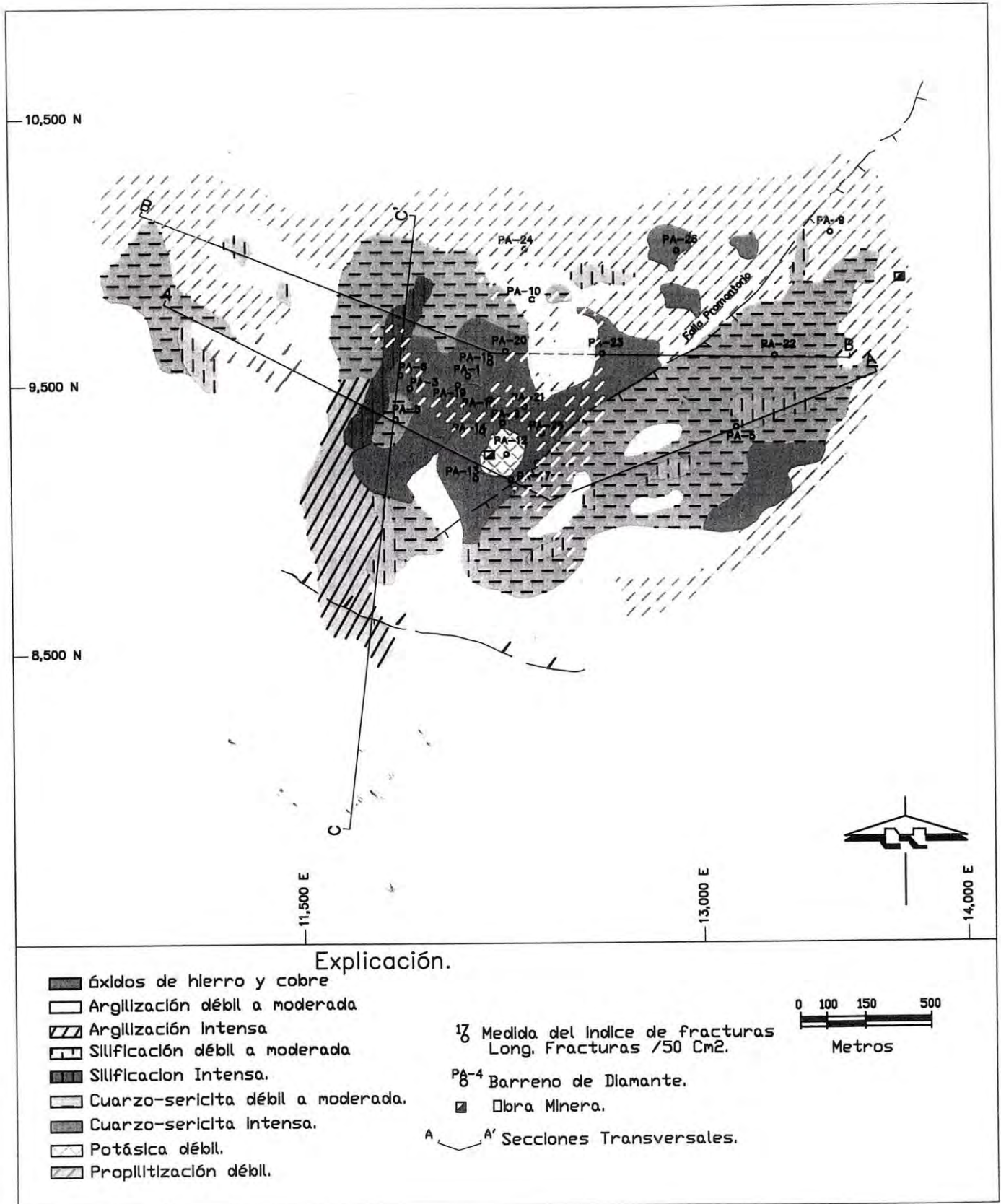


Figura 9. Plano de alteraciones.

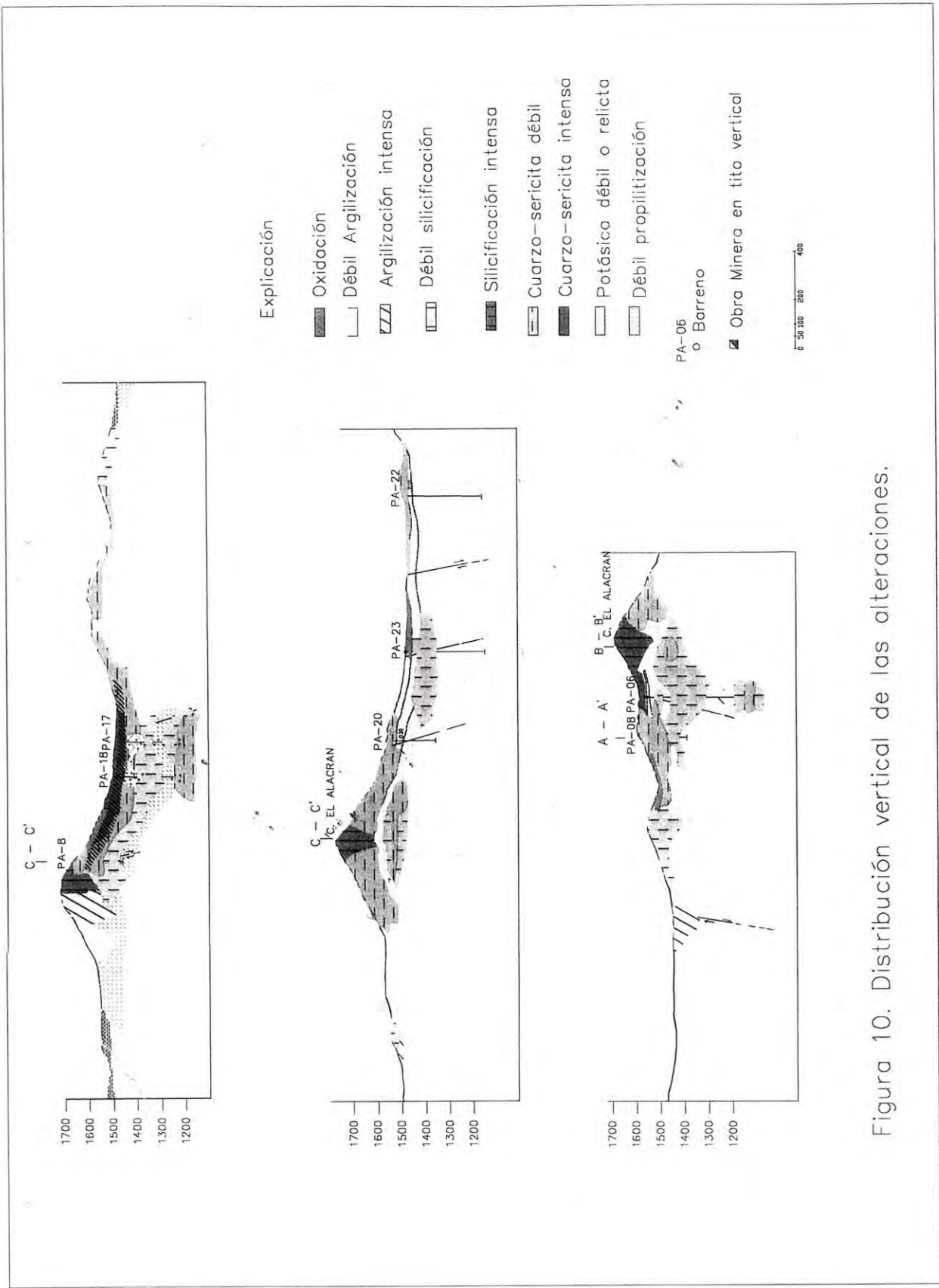
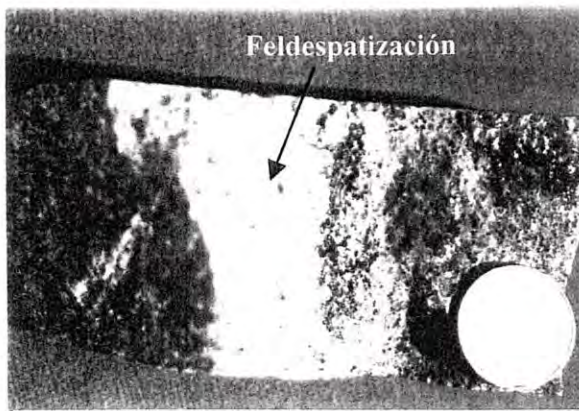
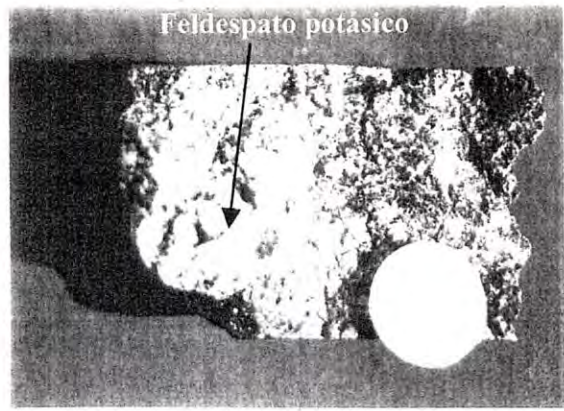


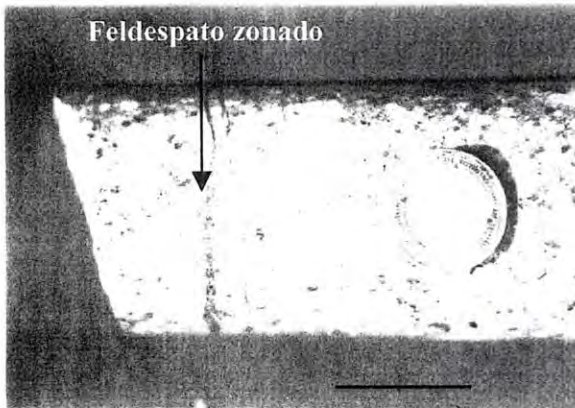
Figura 10. Distribución vertical de las alteraciones.



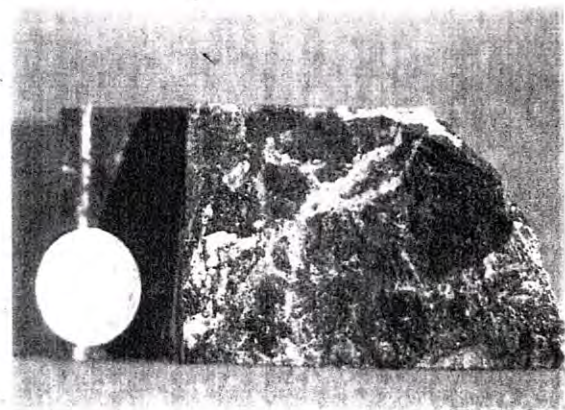
Fotografía 13. Zona de contacto entre los pórfidos y las rocas volcánicas con alteración potásica (barreno 17, 34.0 m).



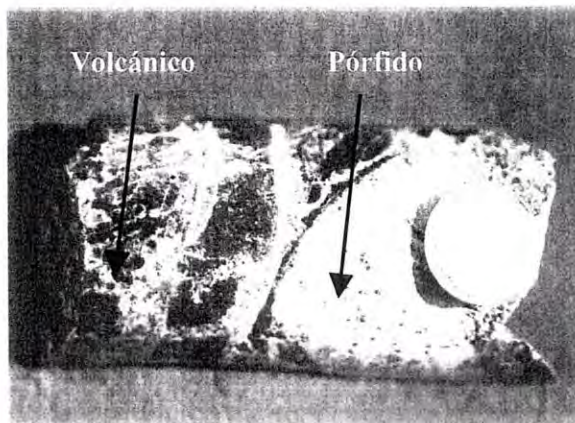
Fotografía 14. Pirita y calcopirita finamente diseminada en roca volcánica con alteración potásica relict (barreno 9, 141.15 m).



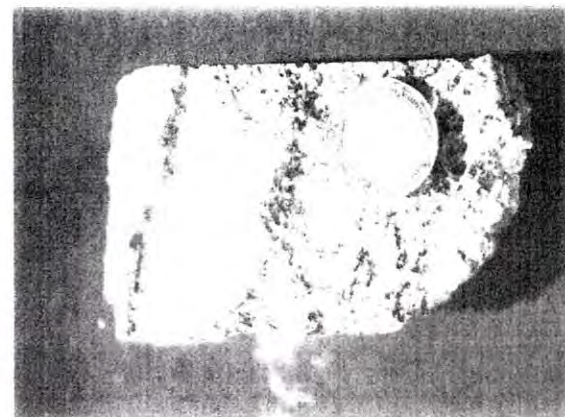
Fotografía 15. Pórfido feldespático de grano grueso con resorción en fenocristales de ortoclasa (barreno 14, 181.0 m).



Fotografía 16. Halo de magnetita finamente diseminada en roca volcánica (barreno 17, 73.0 m).



Fotografía 17. Brecha intrusiva en zona de contacto entre pórfidos y rocas volcánicas, con matriz mineralizada por sulfuros (barreno 12-85.0 m).



Fotografía 18. Vetilla de cuarzo, sericita, pirita y molibdenita, en pórfido cuarzo-feldespático de grano medio con débil alteración de cuarzo-sericita (barreno 9, 281.0 m).

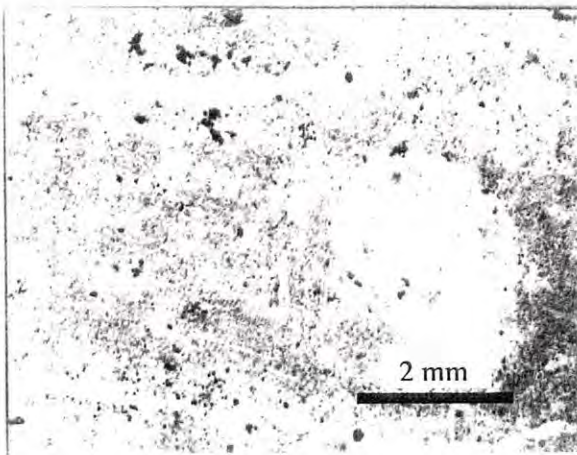
Alteración propilitica (cl + ser + ep + ca + py + ar)

Esta alteración forma el halo exterior del sistema hidrotermal del área; se presenta por lo general con menor intensidad que las demás alteraciones en las rocas volcánicas, está representada por clorita, sericita, epidota, calcita, arcillas y pirita en forma diseminada. No obstante que la intensidad de esta alteración no es fuerte, ésta disminuye con el incremento de la distancia a los "stocks" porfídicos. Gran parte de la propilitización está enmascarada por la alteración de cuarzo-sericita sobrepuesta por silicificación y argilización selectiva en las zonas brechadas de los contactos entre los porfidos y rocas volcánicas (Fotografía 17). En el estudio petrográfico se puede observar que existen reemplazamientos de cristales de feldespatos y anfíboles por calcita y clorita además de cristales xenomórficos de epidota finamente diseminados (Microfotografía 6).

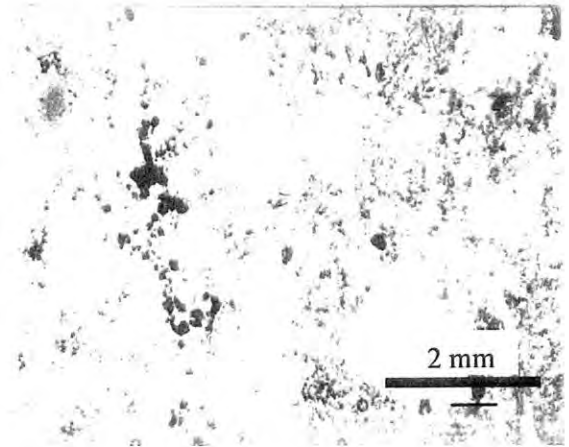
En planta, la distribución de la propilitización conforma un halo periférico que bordea el zoneamiento concéntrico de la alteración potásica, mientras que en sección vertical, se manifiesta a 150 m de profundidad por debajo de la zona mineralizada principal, indicando límites restringidos de mineralización económica a profundidad. Esta alteración se presenta como parches dentro de la alteración de cuarzo-sericita indicando probablemente una etapa previa a la alteración de cuarzo-sericita.

Alteración filica o cuarzo-sericita (qz + ser + << py).

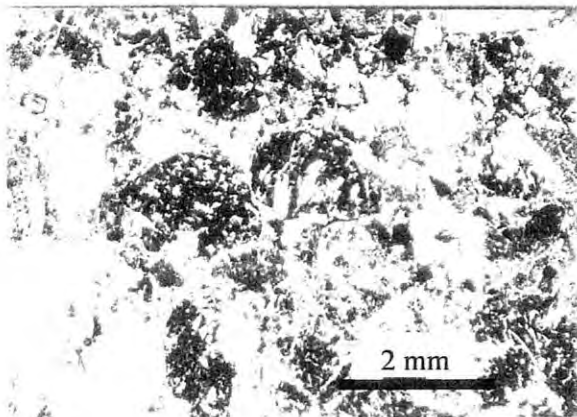
La alteración filica, también denominada cuarzo-sericita cuando la pirita está prácticamente ausente, está en forma diseminada asociada principalmente a los diques y "stocks" porfídicos relacionados con la mineralización (Fotografía 18). En la roca volcánica está tanto en diseminaciones como en vetillas y en forma penetrativa invadiendo los fenocristales de plagioclasas (Fotografías 19, 20, 21 y 22). Los minerales principales son sericita (muscovita-illita) y cuarzo de grano fino acompañada por pirita en forma diseminada o en microvetillas. En el microscopio se observa comúnmente fenocristales de feldespato potásico y plagioclasas resorbidos



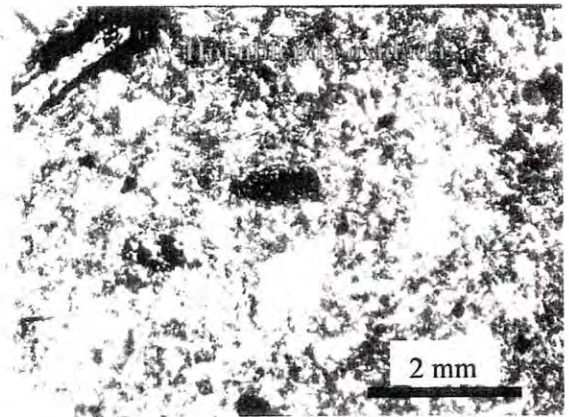
Microfotografía 1. Flujo riolítico porfirítico.



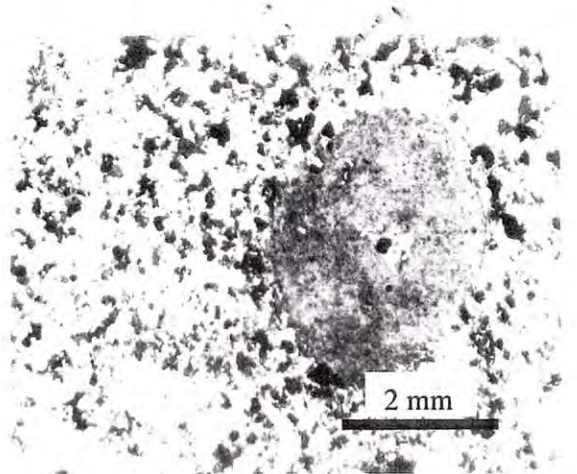
Microfotografía 2. Toba lítica con fragmentos volcánicos subangulosos.



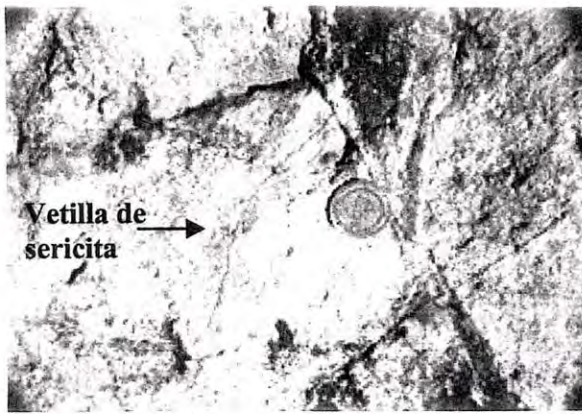
Microfotografía 3. Aglomerado andesítico.



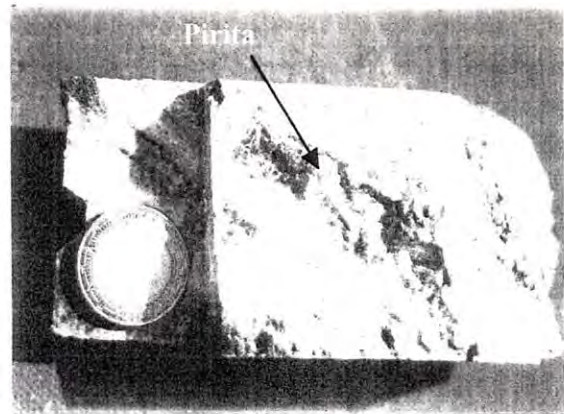
Microfotografía 4. Andesita porfirítica.



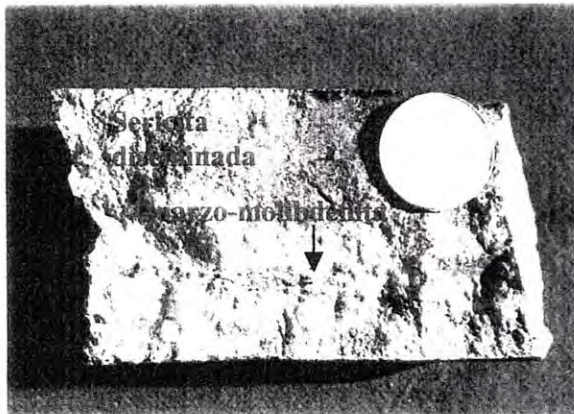
Microfotografía 5. Detalle del pórfido cuarzo-feldespático de grano medio con ojos de cuarzo.



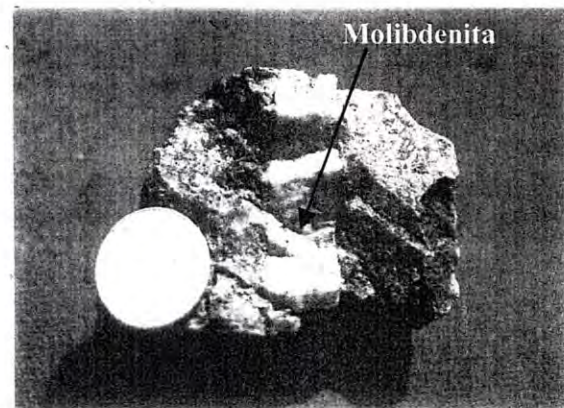
Fotografía 19. Afloramiento de andesita porfírica con alteración de cuarzo sericita en vetillas.



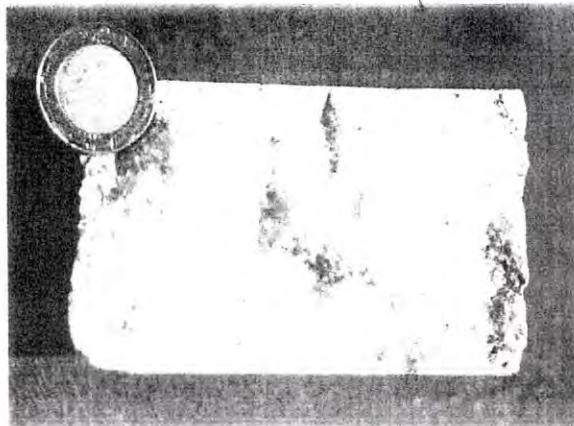
Fotografía 20. Vetilla de cuarzo-sericita-pirita con halos de sericita (barreno 9, 204.10 m).



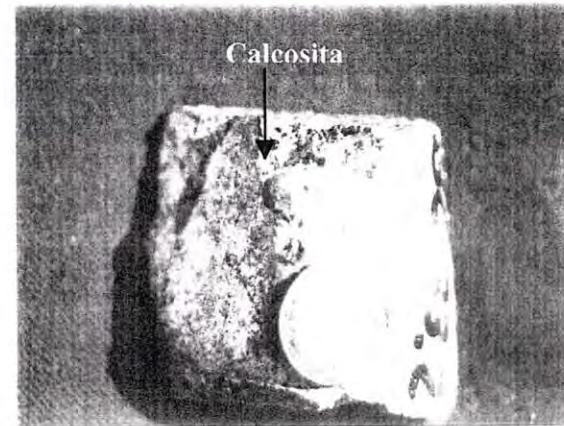
Fotografía 21. Vetilla de cuarzo-molibdenita con halos de sericita que se extiende dentro de la matriz de la roca volcánica (barreno 18, 44.90 m).



Fotografía 22. Vetilla de cuarzo-molibdenita y pirita encajonada en roca alterada por cuarzo-sericita (barreno 18, 35.0 m).



Fotografía 23. Silicificación sobrepuesta a la alteración de cuarzo-sericita en roca volcánica (barreno 18, 201.10 m).



Fotografía 24. Enriquecimiento supergénico de calcosita y carbonatos de cobre (barreno 6, 33.20 m).

en sus bordes selectivamente por sericita y cuarzo o cuarzo y sericita dependiendo del mineral que predomina, y también es común el reemplazamiento de biotita, o clorita previamente formada durante la propilitización (Microfotografía 7).

La alteración de cuarzo-sericita se presenta en un grado intenso a moderado en la parte central del área, decreciendo hacia la periferia del centro mineralizante y a profundidad (Figura 10). En sentido vertical profundiza hasta 300 m en forma de parches o sábanas irregulares que enmascaran mucho el metasomatismo potásico previo de mayor temperatura.

Alteración argílica (cao + mont + ser)

La argilización al igual que la alteración de cuarzo-sericita, se localiza en las zonas de mayor fracturamiento de manera irregular y se presenta en diversas formas e intensidades. En el campo se observan amplias zonas con intensa argilización controlada principalmente por el reemplazamiento selectivo de plagioclasas y por el fuerte microfracturamiento que hay en este nivel estructural del sistema hidrotermal, se distribuye predominantemente en las rocas volcánicas andesíticas. Característicamente, las zonas argilizadas están asociadas carbonatos de cobre, pirita y turquesa, que reflejan al menos, una actividad supergénica en estos niveles de exposición (Fotografía 7). Mediante el análisis por difracción de rayos X de muestras seleccionadas en superficie, se determinó que la mayoría de los minerales arcillosos que forman la zona de argilización, corresponden al grupo de la caolinita, en menor grado montmorillonita, con bajas proporciones de alunita, natroalunita y muscovita (Figura 11).

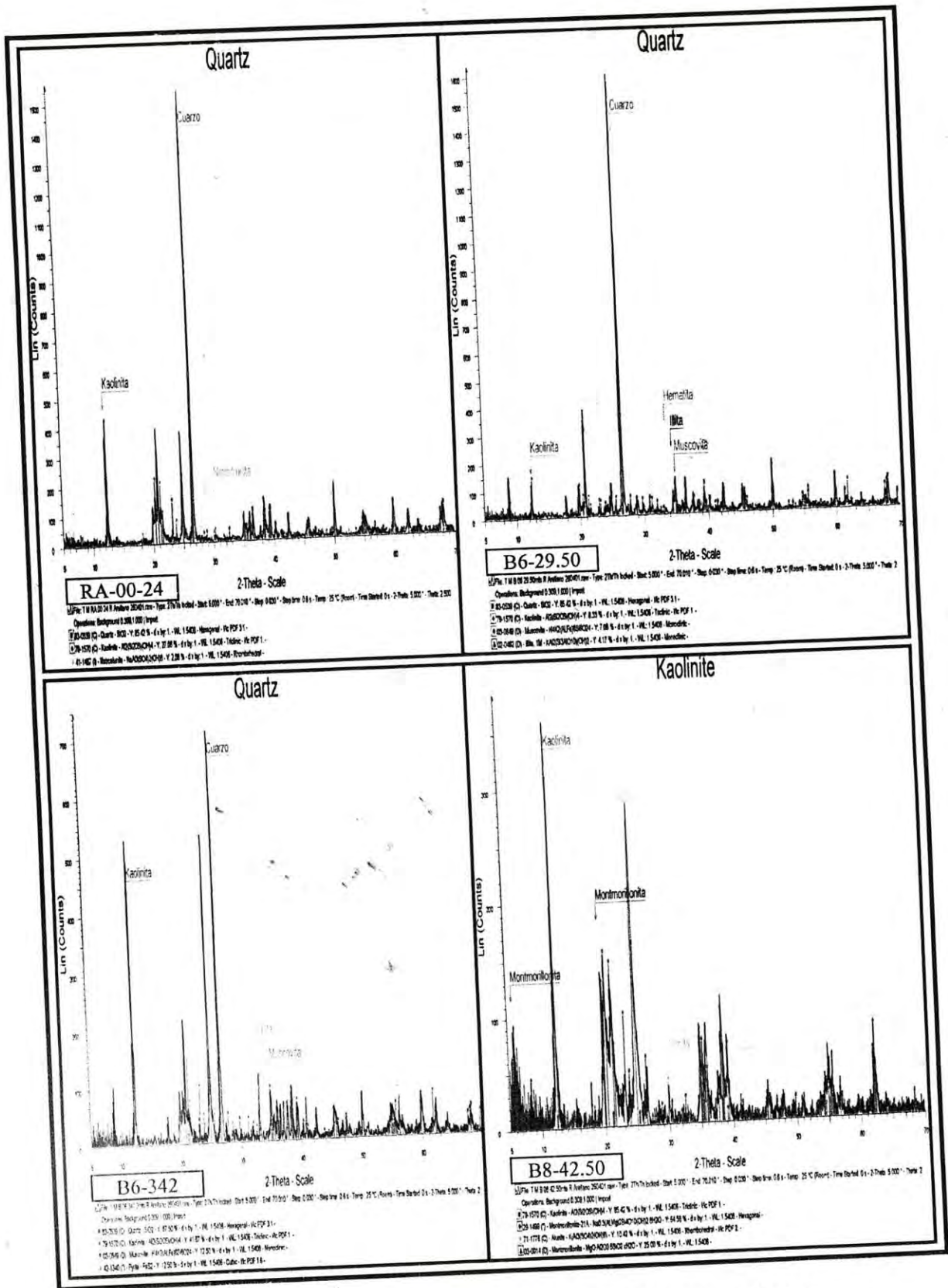


Figura 11. Análisis de difracción de rayos X de minerales arcillosos.

En niveles más profundos observados en núcleo de barreno (300 m o más), la argilización está asociada a zonas muy fracturadas y falladas (Figura 11), donde se observan calcopirita, bornita, especularita y pirita finamente diseminados relacionados con mineralización primaria. La presencia de alunita, natroalunita y caolinita en los niveles más superficiales (muestras RA-00-24 y B8-42.50 m) sugiere que las condiciones fueron más ácidas que las prevalecientes en otros depósitos donde no se encuentra este mineral, asumiendo que hubo una gradación en el incremento de la acidez durante el enfriamiento de las soluciones en la evolución del sistema hidrotermal (Figura 13) conservando aún temperaturas moderadas, como se observa en el estudio de las inclusiones fluidas para la formación de estos minerales arcillosos (Hemley y Jones, 1964).

En cuanto a la silicificación, esta alteración se distribuye en superficie, principalmente sobre la franja de brechas de cuarzo-turmalina y generalmente en escalas menores, está tanto en superficie como a profundidad en forma de parches (Figura 10), donde la argilización también se manifiesta. En estas brechas de cuarzo-turmalina y las brechas intrusivas localizadas en las zonas de contacto, sobretodo en la porción sur del área, la silicificación es intensa y se aloja en la matriz entre los fragmentos de roca, imprimiendo dureza y resistencia al intemperismo a estas rocas (Fotografía 23).

IV.2. Mineralización hipogénica

Los sulfuros primarios identificados en El Alacrán, son en orden de abundancia, pirita, calcopirita, molibdenita, y trazas de esfalerita. La distribución de estos minerales se concentra en la parte central del área, y están relacionados espacialmente con los pórfidos intrusivos y la alteración potásica.

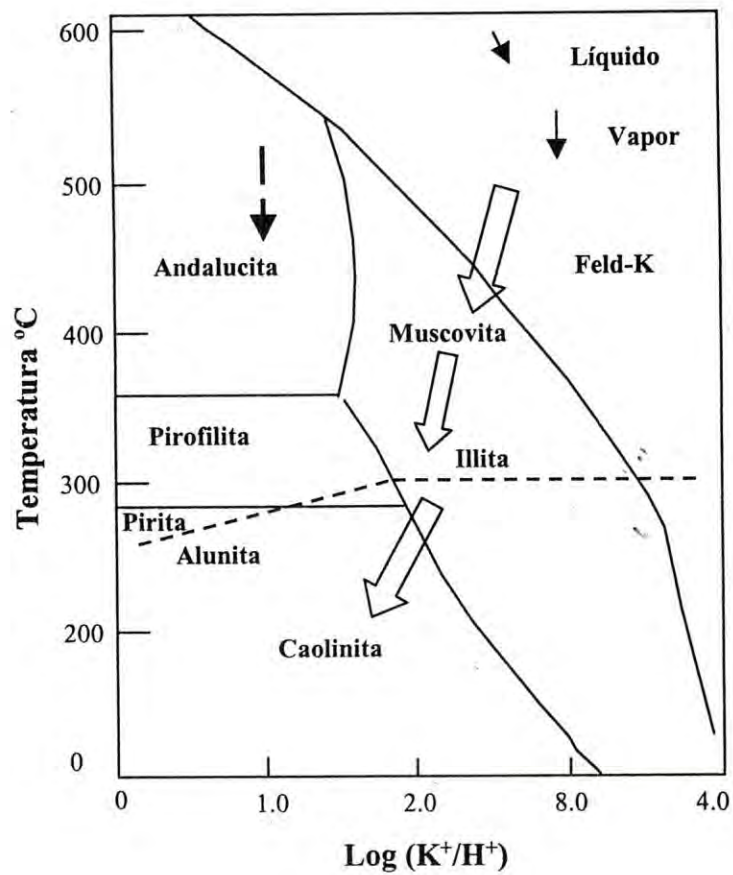


Figura 12. Diagrama mostrando los campos de estabilidad de minerales de alteración característicos de los pórfidos cupríferos en función de la relación (K^+/H^+) y la temperatura (modificado de Hemley y Jones, 1964).

La mineralización de calcopirita se encuentra principalmente en forma de granos finos diseminados, y en menor grado, en microvetillas con cuarzo, biotita y magnetita. Independientemente de la baja producción de pirita del sistema hidrotermal en general (< 5%), en el área existe un patrón de zoneamiento a partir del centro de las intrusiones hacia afuera, donde se estima un cociente de py / cpy de 3 a 1 relacionadas a los diques porfídicos, que aumenta hacia las zonas externas en las periferias de las rocas volcánicas. En la zona principal interior (ambiente de la alteración potásica), se estiman de 1 a 1.5 % de sulfuros totales en la roca, con leyes de cobre de 0.01 a 0.30 %, promediando 0.15% de Cu (Figura 13).

En la Figura 13 se graficaron 700 análisis por cobre de muestras de núcleo de barreno tomadas a equidistancia de 1.5 m, usando una simple gráfica de dispersión de puntos con el objeto de visualizar de manera rápida, la variabilidad de las leyes de cobre y el valor promedio indicado con la línea de tendencia, la cual se aproxima muy bien a la media estimada de 0.15 % de cobre.

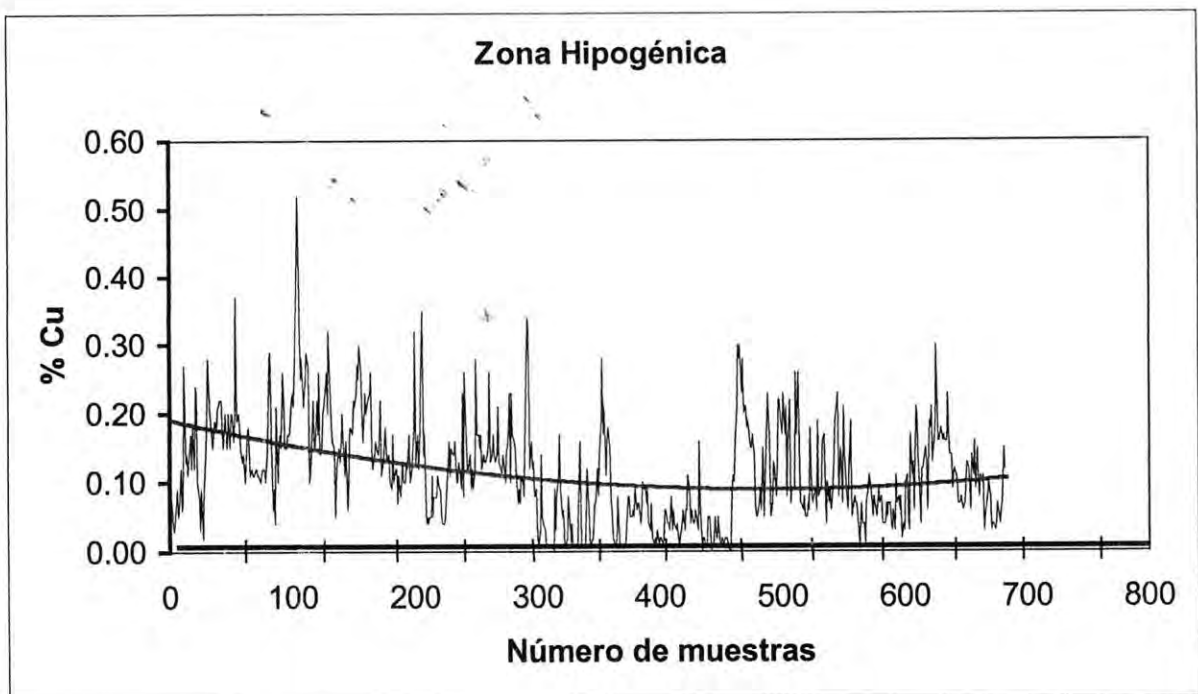


Figura 13. Diagrama de dispersión de las leyes de cobre en la zona hipogénica.

IV.3. Enriquecimiento supergénico

La principal mineralización en el área está asociada a un manto de enriquecimiento supergénico de forma irregular y restringida, distribuida espacialmente en zonas de transición entre la alteración de cuarzo-sericita y la alteración argílica supergénica, con un espesor de 10 a 40 m (Figura 25). Esto es relativamente pequeño comparativamente con el depósito de Cananea donde el espesor de enriquecimiento supergénico comprende hasta 300 m de sección vertical. Los valores de cobre en la parte central del depósito varían de 0.20 % a 0.60 % con promedio de 0.40 % de Cu. Las leyes de cobre más altas en el depósito están relacionadas con mineralización de calcosita en el caso de los sulfuros, y de malaquita y turquesa como minerales oxidados. Los minerales de ganga asociados son magnetita, especularita, hematita y limonitas de fierro como goethita y jarosita. Los minerales de arcillas reportadas por el análisis de difracción de rayos X de las muestras RA-00-24 y B8-42.50 m (Figura 11) son caolinita, montmorillonita, natroalunita, alunita, illita y hematita.

El promedio de cobre general que resultó de todas las muestras de barrenación donde se identificó calcosita en zona de enriquecimiento, se estimó a partir de 150 datos arrojando una media de 0.25 % Cu, como se muestra en el diagrama de dispersión (Figura 14). Los cuatro picos que sobrepasan 0.6 % de cobre corresponden indistintamente a muestras de pórfidos o rocas volcánicas. La irregularidad que presenta la zona de enriquecimiento, y el bajo grado de mineralización identificado en general en todo el área, se debe principalmente al escaso contenido de sulfuros totales (< 2 %) en las rocas, donde la calcopirita representa < 1 % y la mineralización de pirita (entre 1 y 1.5 %), que bajo condiciones de oxidación, es el principal mineral que produce ácido sulfúrico y sulfato férrico necesarios para el proceso de lixiviación. Con estos parámetros se puede catalogar el depósito de El Alacrán como un sistema con enriquecimiento incipiente, debido a lo delgado de la zona supergénica y a la presencia de mineralización de calcopirita primaria identificada a profundidad.

La zona de lixiviación-oxidación que sobreyace inmediatamente a la zona de enriquecimiento, varía de 20 a 45 m de espesor y está caracterizada por hematita, goethita, malaquita y jarosita en forma diseminada y en vetillas, los cuales, están asociados a la alteración argílica. El cobre en esta zona promedia 0.04 % aunque resaltan valores de hasta 0.23 % que corresponde probablemente a zonas con calcopirita relictas, cobre fijado como carbonatos, o simples parches de enriquecimiento locales (Figura 15).

El color de las limonitas es café oscuro y rojo brillante con estructura celular gruesa, reflejando la lixiviación de minerales de pirita y calcopirita principalmente.

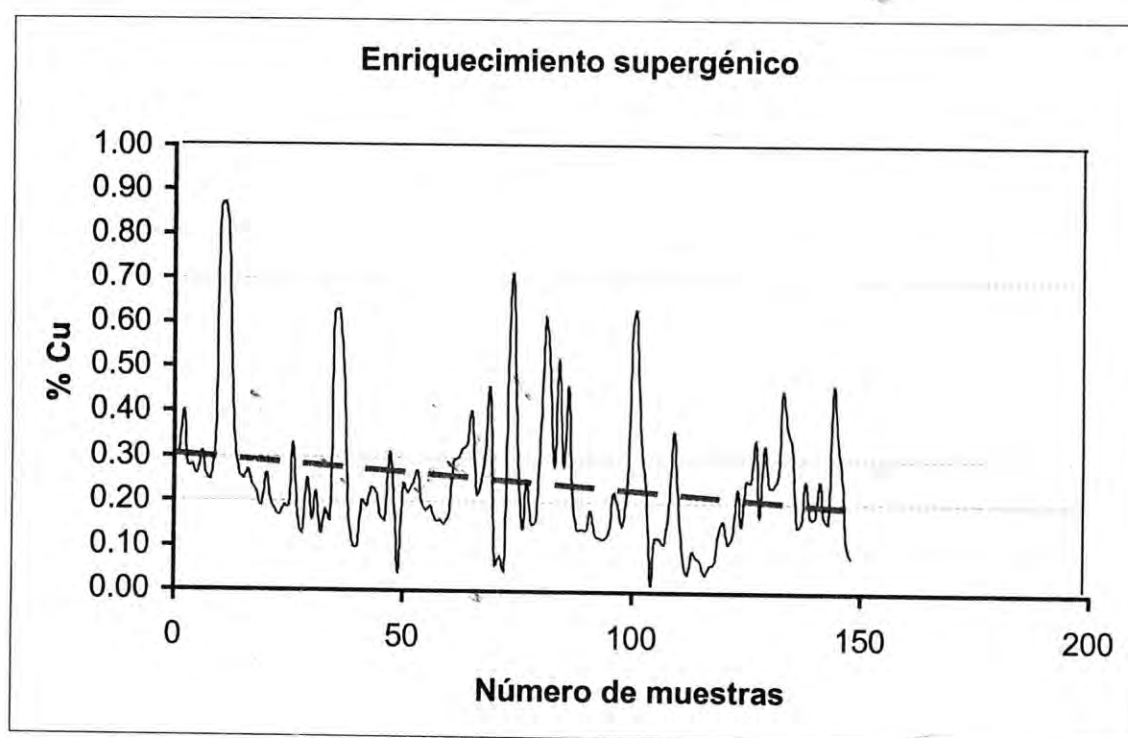


Figura 14. Diagrama de dispersión de las leyes de cobre en la zona supergénica.

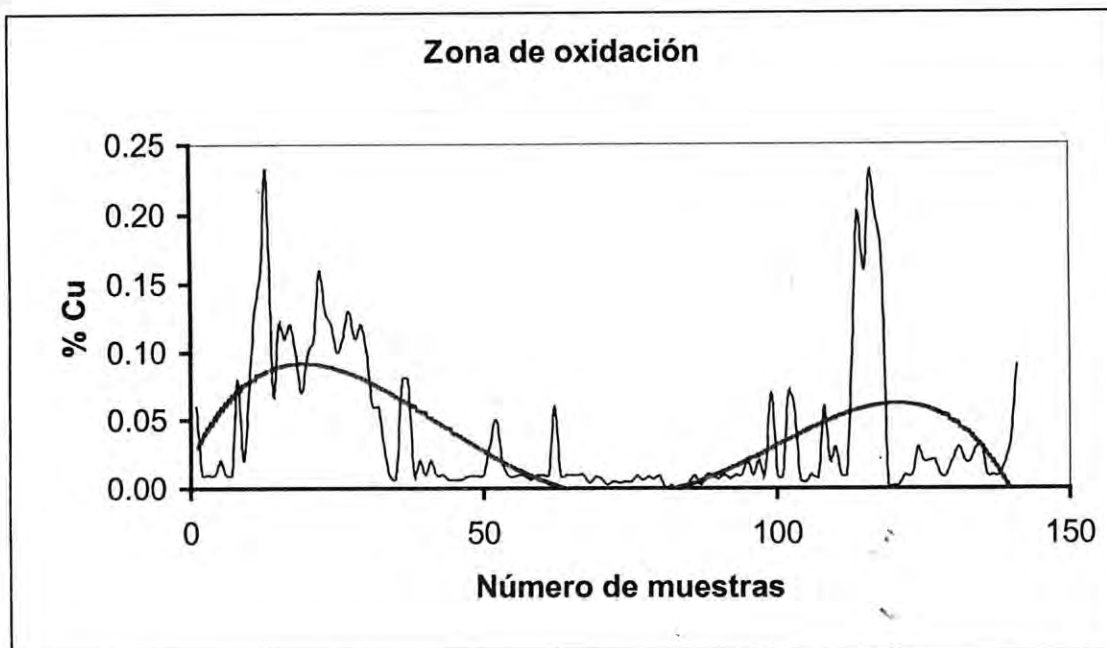


Figura 15. Diagrama de dispersión de las leyes de cobre en la zona de lixiviación-oxidación.

La gráfica de la Figura 15 representa una distribución bimodal de los valores de cobre en la capa lixiviada del área. Estas dos poblaciones que sobrepasan 0.20 % de cobre, evidencia la presencia de sulfuros primarios relictos que no fueron atacados por soluciones ácidas, o son mezclas en la zona de transición entre la capa roja y el manto de enriquecimiento. Los valores extremadamente bajos en la mayoría de las muestras reflejan en general, el poco aporte de iones de cobre y fierro durante la evolución del sistema hidrotermal.

V.4. Paragénesis y secuencia paragenética de la mineralización

A medida que los estudios sobre la paragénesis de la mineralización en los yacimientos de pórfidos cupríferos han avanzado, se han podido establecer ciertos patrones de zoneamiento y asociaciones mineralógicas que son fundamentales para la exploración y para otros estudios de investigación de estos depósitos. En el presente trabajo tratamos de conocer en detalle las diferentes etapas y formas mineralizantes que intervinieron en la formación del yacimiento El Alacrán. Para esto,

fue necesario realizar la descripción detallada de los núcleos de barrenos, seguido de un estudio minucioso de superficies pulidas de muestras seleccionadas bajo el microscopio minerográfico.

De acuerdo con las observaciones realizadas en campo, en núcleos de barrenos y en superficies pulidas, sobre la textura, estructuras y de las características de las asociaciones mineralógicas paragenéticas de la mineralización de cobre en el yacimiento El Alacrán, se establece que en el área existen al menos tres fases o etapas mineralizantes, que están íntimamente relacionadas con el zoneamiento de la alteración hidrotermal en el área (Figura 16).

Las diferentes etapas de la paragénesis mineralógica y los modos de ocurrencia característicos del evento hidrotermal al que está asociado dicha mineralización se describen a continuación:

Primera etapa: py + cpy + mo diseminada

La etapa inicial de mineralización primaria relacionada con las intrusiones de los pórfidos cuarzo-feldespáticos en el área, se encuentra fuertemente asociada a la alteración potásica temprana de mayor temperatura del sistema hidrotermal (feld k + py + mt + bio + cl). La mineralización es principalmente cuprífera representada por calcopirita, con trazas de molibdenita; ambas están finamente diseminada tanto en los cuerpos de "stocks" y diques intrusivos porfídicos, como en las rocas volcánicas encajonantes. La asociación mineralógica está constituida por pirita, calcopirita y molibdenita principalmente, sin embargo, en cantidades trazas (no siempre) hay esfalerita de grano muy fino. Los minerales de ganga son principalmente el cuarzo, feldespato y magnetita.

En este estilo de mineralización se observan comúnmente reemplazamientos parciales definidas por inclusiones muy finas de calcopirita (< 0.5 mm) en cristales de pirita y magnetita de mas de 2 mm de diámetro (Microfotografías 8 y 9).

Segunda etapa: qz + py + mo + << cpy en vetillas

Esta etapa está relacionada a una fase tardía de la primera etapa de mineralización, donde se observa un control estructural en vetillas de cuarzo con sulfuros de hierro, cobre y molibdeno, que cortan la mineralización de calcopirita diseminada en la roca. En estas vetillas la piritita y calcopirita rellenan intersticios dentro de cristales de feldespato, cuarzo y magnetita de la alteración potásica; mientras que la molibdenita, se depositó en los bordes hacia las paredes de las vetillas reflejando el último evento mineralizante de esta fase hidrotermal.

De acuerdo a las relaciones de corte estructural, se ha interpretado esta fase mineralizante como el último evento hidrotermal con deposición de molibdenita, que está fuertemente vinculada a la transición de las fases tardías de la alteración potásica y los inicios de la alteración de cuarzo-sericita. Esto último, se define por la presencia de halos de sericita bordeando las vetillas mineralizadas (Fotografía 20).

Tercera etapa: enriquecimiento de cc + cv + << bo reemplazamiento diseminado y en vetillas

Corresponde a la fase más importante de mineralización en el área, y está representada por calcosita en zonas de enriquecimiento secundario. La secuencia paragenética se relaciona espacialmente con la alteración de cuarzo-sericita y la zona de transición entre la alteración de cuarzo-sericita y alteración argílica suprayacente (Figura 17).

Durante esta fase, el fracturamiento fue tan intenso que ocasionó una mayor permeabilidad, lixiviación y redepositación de minerales de cobre en condiciones fisicoquímicas de pH, redox y temperatura favorables.

Los minerales que se observan en esta fase en orden de deposición son la bornita, covelita, calcosita, en una secuencia de reemplazamiento a partir de

calcopirita, o de calcosita derivada directamente a partir de la calcopirita conformando halos con un núcleo de calcopirita (Microfotografías 10 y 11). Estos minerales de enriquecimiento supergénico se originaron en un sistema abierto a la circulación de aguas meteóricas, que interactuaron con soluciones calientes durante el enfriamiento del sistema hidrotermal. La mineralización de calcosita se presenta en forma diseminada, y en menor grado en vetillas. Solamente en el barreno 6 (B-6) a 33 m de profundidad se logró ver cristales de calcosita de hasta 3 mm de diámetro en granos aislados diseminados (Fotografía 24).

Mineralización de cuarzo-turmalina

Esta fase corresponde a un brechamiento tardío en la evolución del sistema hidrotermal, posterior a las fases mineralizantes antes expuestas. Geológicamente está definida por la formación de pequeñas brechas de cuarzo con turmalina de grano muy fino que muestran una fuerte silicificación, la cual, no aportó mineralización al sistema. Estos cuerpos derivan probablemente de los líquidos residuales del sistema pórfido cuprífero.

En la periferia de estas brechas y en general, en los alrededores del centro mineralización, existen además, vetas de cuarzo de 0.10 a 1.0 m de espesor, con una dirección preferencial NW-SE encajonadas en rocas volcánicas andesíticas de la Formación Mesa. Estas estructuras corresponden a sistemas de vetas hidrotermales con mineralización de oro y plata.

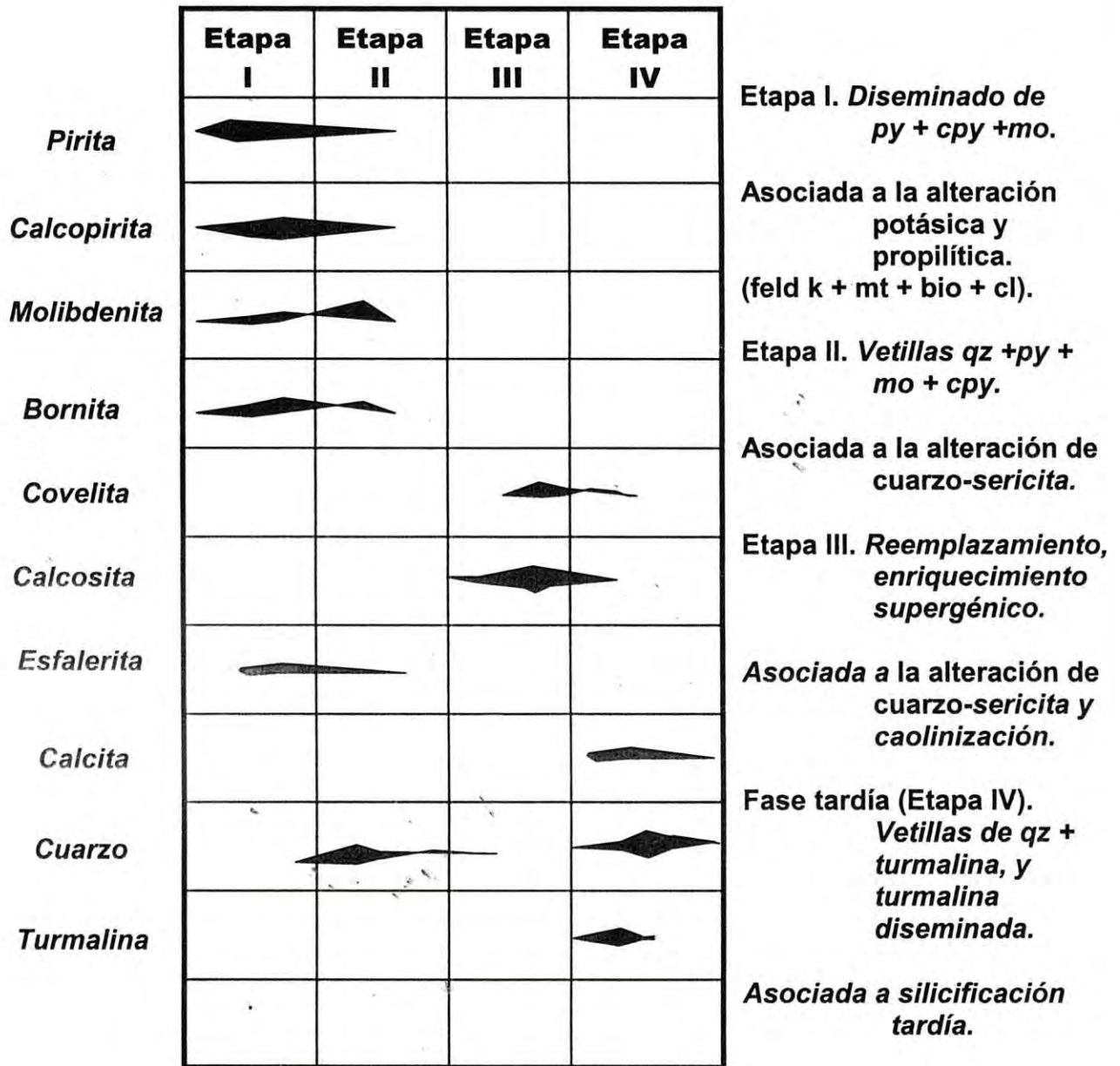
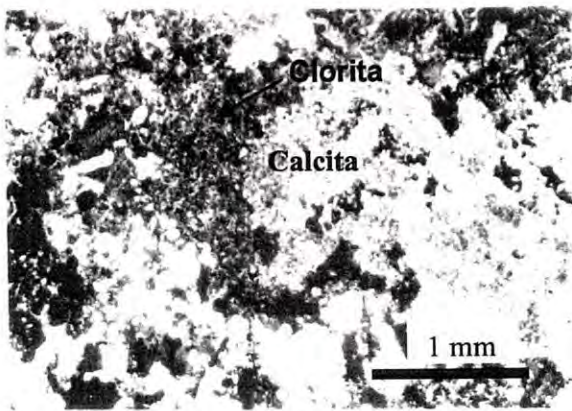
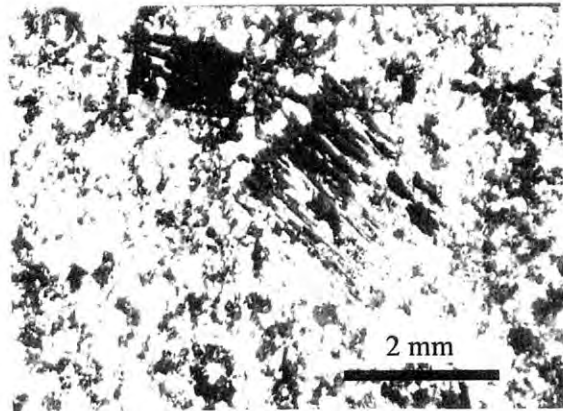


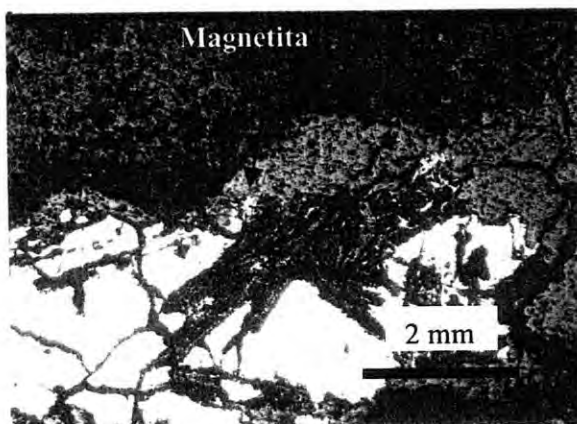
Figura 16. Secuencia paragenética del depósito El Alacrán.



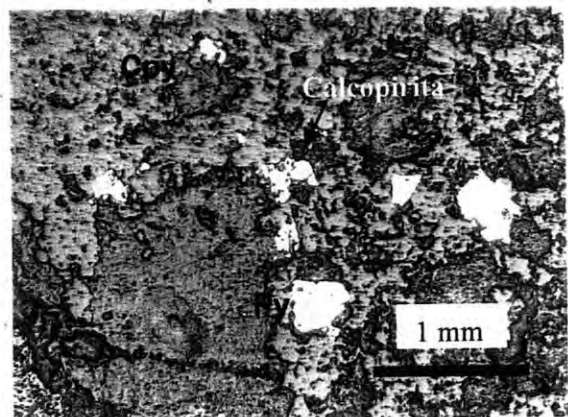
Microfotografía 6. Andesita con débil propilitización y sericita sobrepuesta (barreno 6, 243.30 m) NX, 10X.



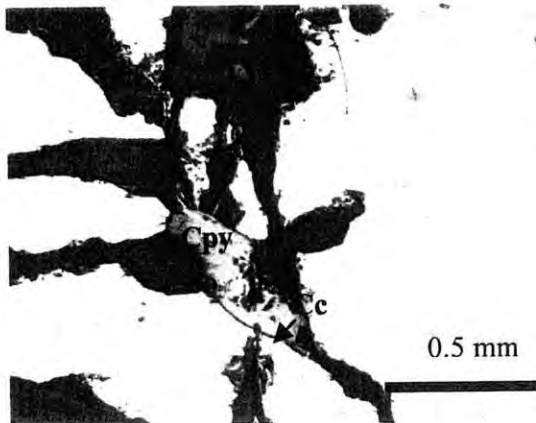
Microfotografía 7. Pórfido cuarzo-feldespático con sericita sobrepuesta a la alteración propilítica.



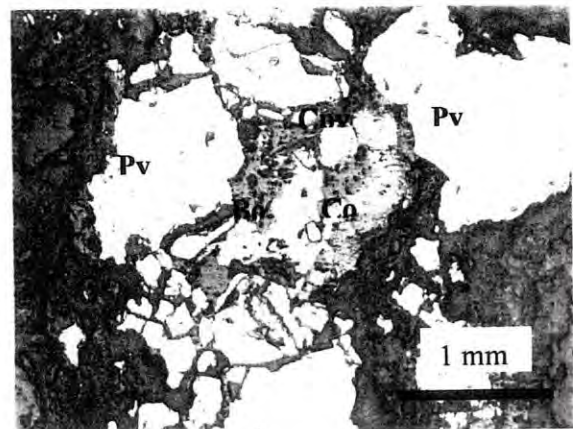
Microfotografía 8. Magnetita con inclusiones de calcopirita (barreno 17, 91.0 m).



Microfotografía 9. Calcopirita y pirita diseminada en roca volcánica (barreno 6, 483.50 m).



Microfotografía 10. Vetilla de pirita, con calcopirita y bornita intersticial y reemplazamiento de calcosita (barreno 8, 62.0m).



Microfotografía 11. Zona supergénica donde se observa texturas de reemplazamiento de bornita-calcopirita por covelita y calcosita (barreno 6, 373.80 m).

IV.5. Edad de la mineralización

La edad de la mineralización y la duración del sistema hidrotermal, es uno de los aspectos fundamentales a considerar en la metalogénesis de estos yacimientos minerales, por lo que se han aplicado diversas técnicas isotópicas incluyendo K-Ar, Ar-Ar y U-Pb y más recientemente, Re-Os, que se ha convertido en una de las técnicas más importante para definir directamente la edad absoluta de la mineralización. El mineral comúnmente utilizado para realizar esta técnica es la molibdenita, ya que contiene altas concentraciones de Re, y no captura el osmio durante la cristalización, razón por la cual, no se requiere hacer las correcciones por Os inicial (Fernando Barra, comunicación personal).

Una ventaja del sistema Re-Os con relación a los demás, es que ambos elementos son calcófilos y siderófilos en carácter, por lo que pueden ser incorporados con facilidad en las retículas de los sulfuros y óxidos, y geoquímicamente se consideran inmóviles ante los procesos de deformación y metamorfismo (Richards y Noble, 1999), aunque no se sabe a ciencia cierta, que tan sensible puede ser ante la alteración hidrotermal, lo que deja aún margen de duda.

En cuanto a las edades de la mineralización realizadas en los sistemas de pórfido cuprífero, particularmente en el área de Cananea, se han fechado de manera indirecta (K-Ar en flogopita y biotita hidrotermal) edades de 59.9 ± 2.0 m. a., y 58.2 ± 2.0 m. a., en los depósitos La Colorada y María respectivamente (Wodzicki, 1995). Este autor reportó edades Re-Os de 60-62 Ma en molibdenitas de las brechas del depósito de María. Fechamientos utilizando este mismo sistema en molibdenita, se han reportados para La Caridad y Cuatro Hermanos, cuyos resultados indican edades absolutas de 53.8 ± 0.3 Ma y 55.7 ± 0.3 Ma, respectivamente (Valencia, en preparación).

Aunque no es definitivo, pues se encuentra en proceso de estudio, edades de molibdenita de la mina Mariquita en el distrito de Cananea, parecen arrojar edades

similares (Del Río Salas, comunicación personal). En general, los resultados obtenidos de los fechamientos directos de la mineralización de este tipo de yacimientos en el norte de México, sugieren un rango entre 50 – 60 Ma para la actividad o eventos mineralizantes. Este intervalo de tiempo coincide con fechamientos isotópicos K-Ar reportados por Damon et al (1983).

En El Alacrán, un fechamiento K-Ar en biotitas de la alteración potásica en zona de brecha hidrotermal, arrojó una edad de 56.7 ± 1.2 m. a. (Damon et al, 1983), lo que confirma que este depósito pertenece también a la fase Larámide. En este trabajo una muestra de molibdenita colectada en una vetilla relacionada con la alteración de cuarzo-sericita de la segunda etapa de mineralización, arrojó una edad de 61 Ma (Barra, en preparación), en la que se reportaron valores anómalos de Re y Os en molibdenitas del orden de 10,000 ppm y 6,000, respectivamente.

V. GEOQUÍMICA

V.1. Aspectos generales

Los datos de geoquímica de rocas sirven de apoyo para la interpretación de los procesos petrogenéticos que intervienen en la formación de las diferentes rocas y de los yacimientos minerales. Convencionalmente se han subdivididos en cuatro categorías denominadas elementos mayores, traza, isótopos pesados y los isótopos ligeros (Rollinson, 1993).

En este trabajo de tesis se utilizaron únicamente los elementos mayores y traza. Estos datos fueron de utilidad para entender los procesos metasomáticos responsables de la mineralización y la alteración hidrotermal en las primeras etapas en la evolución de un sistema magmático-hidrotermal tipo pórfido de cobre. Con el empleo de esta información se puede conocer el empobrecimiento y enriquecimiento de ciertos elementos durante este proceso (balance de masas), haciendo correlaciones con roca alterada supergénicamente en los niveles superiores del sistema y sacar conclusiones sobre la movilidad de los mismos.

Por el tipo de yacimiento que se trata en este trabajo, sabemos de antemano que es difícil encontrar muestras de rocas frescas, por lo que no es posible usar de manera directa, los diagramas de clasificación tipo TAS (total álcalis contra sílice) para definir con precisión el tipo de roca. Sin embargo, se elaboraron diagramas de álcalis contra sílice ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ contra SiO_2) sin poner campos de clasificación para visualizar el comportamiento de los elementos ante los diferentes tipos de alteración hidrotermal. También se elaboraron diagramas tipo Harker (sílice contra otros óxidos) colocando tanto las muestras de rocas volcánicas como de pórfidos de El Alacrán con el propósito de observar el grado de introducción o pérdidas de ciertos elementos ante los procesos hidrotermales asociados. Por otro lado se intentó comparar burdamente, además de los elementos mayores, los elementos trazas y tierras raras de las muestras de El Alacrán, con el grupo de rocas ígneas reportado por Wodzicki

(1995) en el distrito de Cananea, con el objeto de establecer correlaciones entre ambas áreas.

V.2. Análisis e interpretación de elementos Mayores

Los Elementos Mayores son expresados como el porcentaje en peso de los óxidos que predominan en cualquier análisis de roca. Los elementos que los conforman son en orden de abundancia: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P. De acuerdo con las diferentes proporciones y las relaciones entre los diferentes óxidos mayores, se pueden caracterizar químicamente, las diferentes series magmáticas como las toleíticas, alcalinas y calcialcalinas.

La aplicación geoquímica de los elementos mayores es ampliamente usada en la petrología ígnea para la clasificación de las rocas volcánicas y plutónicas, así como para análisis de discriminación entre series de rocas alcalinas y subalcalinas, donde comúnmente se utilizan los diagramas TAS (Total Álcalis contra Sílice) de Le Maitre (1989) (Rollinson, 1993). También se utiliza en la construcción de diagramas de variación y de diferenciación tipo Harker para reconocer los procesos geoquímicos particulares de un sitio, entre otros usos.

En El alacrán, como se mencionó con anterioridad, se consideró el análisis de elementos mayores más que todo para visualizar las movilidades de estos elementos ante los procesos de alteración hidrotermal del sistema.

En el área, no afloran rocas plutónicas de fases equigranulares por lo que se usaron los datos de las muestras de pórfidos cuarzo-feldespáticos de El Alacrán para establecer una comparación con las rocas ígneas del distrito de Cananea. En general, el coleccionar muestras frescas en el área del Alacrán fue imposible, pero se seleccionaron muestras con el menor grado de alteración posible de cada tipo de roca, para tratar de clasificar las rocas y hacer interpretaciones generales del yacimiento.

La distribución de las muestras geoquímicas se localizan en el plano geológico de la Figura 6 y en las secciones geológicas A-A' y B-B' de las figuras 8a y 8b, mientras que la descripción y resultados de los análisis de laboratorio se presentan en las Tablas 2 y 3 respectivamente. De las 14 muestras originalmente consideradas, solamente se presentan 10 que están directamente vinculadas con la mineralización de El Alacrán; las otras cuatro muestras, pertenecen a la zona de silicificación de las brechas de cuarzo-turmalina tardías postminerales, por lo que no son importantes en la interpretación de este estudio.

Tabla 2. Relación y descripción de muestras geoquímicas.

Muestra	Descripción
R-01	Andesita colectada de una zona de stockwork con débil argilización
R-02	Andesita colectada de una zona de stockwork con arcillas y sericita
R-07	Brecha volcánica andesítica con argilización
R-08	Andesita con débil propilitización
R-09	Andesita con débil sericitización
R-10	Andesita con ligera argilización
*R-11	Pórfido cuarzo-feldespático con ojos de cuarzo con débil sericitización
*R-12	Pórfido feldespático de grano grueso con muy débil alteración potásica
*R-13	Pórfido feldespático de grano grueso con débil argilización
*R-14	Pórfido cuarzo feldespático con ojos de cuarzo y débil alteración potásica

* Muestra de núcleo de barreno.

R-11 = Bno.13-20.0

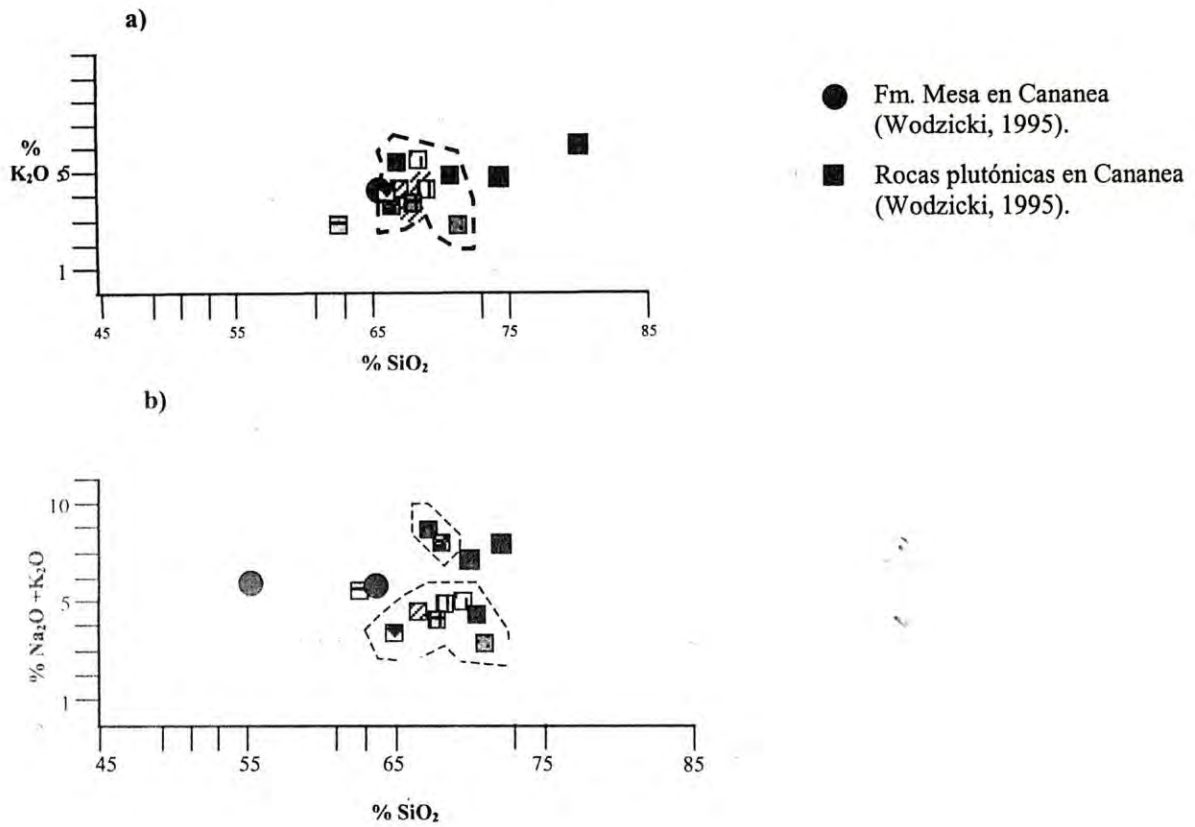
R-12 = Bno.13-228.0

R-13 = Bno.22-124.0

R-14 = Bno.22-330.0

Tabla 3. Contenidos de elementos mayores en las diferentes rocas de El Alacrán.

(%)	R-01	R-02	R-07	R-08	R-09	R-10	R-11	R-12	R-13	R-14
SiO₂	67.03	62.12	69.16	71.02	68.84	67.48	71.44	67.49	65.47	66.87
TiO₂	0.60	0.73	0.77	0.67	1.02	1.07	0.34	0.40	0.34	0.31
Al₂O₃	17.51	15.53	15.63	14.10	16.51	15.81	16.32	15.15	14.99	14.96
Fe₂O₃	3.83	5.11	4.68	5.69	2.83	4.63	2.57	4.46	5.62	2.18
MnO	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.15	0.59	0.10
MgO	0.74	1.93	0.82	0.69	0.74	0.85	0.51	1.01	0.93	1.00
CaO	0.08	4.04	0.16	0.04	0.12	0.11	0.09	0.24	0.38	2.25
Na₂O	0.07	3.51	0.21	0.18	0.21	0.19	0.04	3.36	0.31	1.92
K₂O	4.22	3.50	5.04	4.59	4.70	4.51	2.83	3.96	4.05	5.61
P₂O₅	0.14	0.18	0.21	0.10	0.18	0.24	0.21	0.10	0.08	0.10



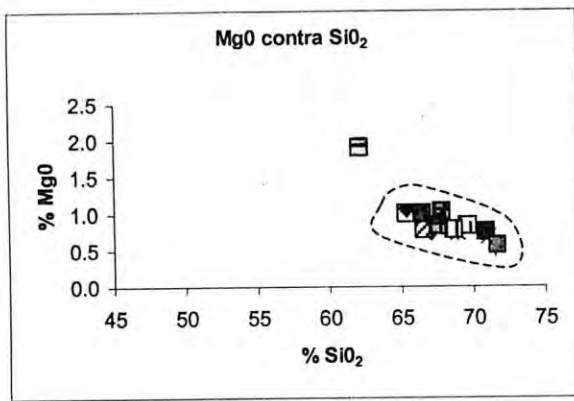
R-01		Andesita con débil argilización
R-02		Andesita con arcillas y sericita
R-07		Brecha volcánica andesítica con argilización
R-08		Andesita con débil propilitización
R-09		Andesita con débil sericitización
R-10		Andesita con ligera argilización
*R-11		Pórfido cuarzo feldespático con débil sericitización
*R-12		Pórfido feldespático de grano grueso con débil alteración potásica
*R-13		Pórfido feldespático de grano grueso con débil argilización
*R-14		Pórfido cuarzo feldespático con ojos de cuarzo con débil alteración k

Figura 17. Diagramas de variación de elementos mayores. a) Álcalis contra SiO_2 (TAS) y b) Σ Álcalis total contra SiO_2 para los Campos Composicionales.

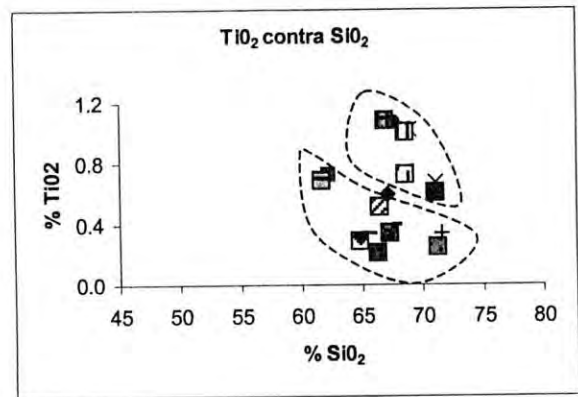
La gráfica K_2O contra SiO_2 (Figura 17-a) muestra que la mayoría de las rocas de El Alacrán, se ubican al igual que las rocas volcánicas y plutónicas de Cananea dentro del campo de alto contenido de potasio para la serie de rocas calci-alcálicas, de acuerdo a la clasificación de Le Maitre et al (1989). En la gráfica es notable la similitud de las muestras de El Alacrán con la afinidad calci-alcálica rica en K de la Formación Mesa en el área de Cananea, lo que nos ayuda a confirmar, junto con las evidencias de campo, que las rocas volcánicas expuestas en el área del Alacrán pertenecen a la misma Formación volcánica del Cretácico Superior que encajona gran parte de la mineralización diseminada en ambas áreas. También los datos de elementos mayores graficados tanto para las rocas volcánicas como para las rocas hipabisales, son consistentes con una serie magmática cogenética calci alcálica.

En la figura 18-b, la mayoría de las rocas se concentran en un campo restringido, pero las muestras R-12 y R-14, reflejan claramente la introducción de feldespato potásico debido a la alteración potásica que distingue a los pórfidos de las rocas volcánicas. También es notable la correlación que existe de estas muestras con las rocas plutónicas del distrito de Cananea. Las muestras R-02 y R-13 son relativamente bajas en sílice y corresponden a rocas volcánicas y porfídicas con argilización. En las muestras de pórfidos cuarzo-feldespáticos R-11 y R-13 la alteración por sericita y argilización hacen que estas rocas estén empobrecidas en los álcalis los cuales han sido reemplazados.

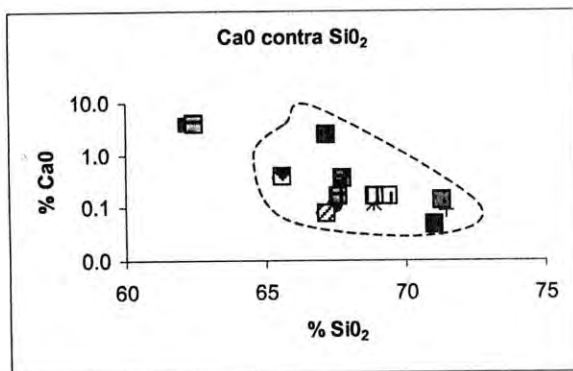
Por otro lado, los diagramas de variación tipo Harker (Figura 18), muestran en general una cierta tendencia de correlación negativa entre el SiO_2 y otros elementos mayores, con algunas dispersiones dejando en evidencia la remobilización de estos elementos ante los procesos hidrotermales; excepto de los diagramas de SiO_2 contra K_2O y SiO_2 contra ($K_2O + Na_2O$) de la figura 18, son excepciones que muestran una ligera tendencia positiva.



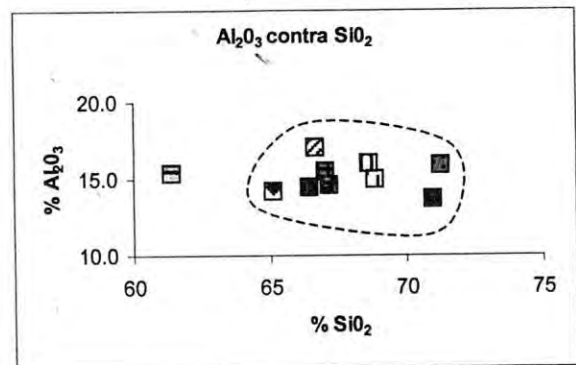
a)



b)



c)



d)

Figura 18. Diagramas tipo Harker de las rocas de El Alacrán, en los que se muestran las variaciones composicionales derivadas de los efectos hidrotermales en el área.

En los diagramas de la Figura 19 se observa que la muestra R-02 se aparta de las diferentes agrupaciones, presentando los menores contenidos de sílice. Esto se debe a que la roca presenta menor grado de alteración que el resto de las muestras. Esta muestra corresponde a una andesita cuyos valores de MgO y CaO son relativamente altos, mientras que los valores de TiO₂ y AlO₂ se mantienen ligeramente iguales con respecto a las demás muestras, interpretándose esta variación como un reflejo de la alteración argílica sobrepuesta a la alteración de cuarzo-sericita.

V.3. Análisis e interpretación de elementos Traza

Los elementos trazas se definen como aquellos elementos cuyas concentraciones en la roca son menores que 0.1% en porcentaje de peso. Característicamente son mejores indicadores en los diagramas de discriminación que los elementos mayores (Rollinson, 1993).

Los elementos trazas incluyen al grupo de los lantánidos (elementos de tierras raras), al grupo del platino, a los metales nobles entre ellos al oro y a los metales de transición que se encuentran en el centro de la tabla periódica.

Estos elementos se dividen en dos grandes grupos denominados: elementos compatibles, si su preferencia es la fase mineral en la región fuente, y elementos incompatibles, si su preferencia es la masa fundida respectivamente. El primer grupo está constituido por Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta; y los elementos incompatibles incluyen al Cs, Rb, K y Ba.

En este trabajo se utilizaron diagramas de variación de multielementos incompatibles conocido como arcnigramas, utilizando los parámetros de normalización al manto primitivo realizado por McDonough et al (1992) (Rollinson, 1993); y diagramas de variación de tierras raras (REE), cuya abundancia fue normalizada a la condrita de acuerdo con Anders y Grevesse (1989). La razón de

utilizar estos parámetros es tratar de establecer una comparación entre las rocas de El Alacrán y las rocas de Cananea. En las Tablas 4 y 5 se muestran los resultados de los análisis químicos de los elementos trazas incluidas las tierras raras, y en las Figuras 20 y 21 se observa el comportamiento geoquímico de los diferentes elementos.

Es de notarse en la Figura 20 que el comportamiento geoquímico de los elementos es muy parecido en forma general en todas las muestras. Al igual que en el distrito de Cananea, las rocas en El Alacrán están fuertemente enriquecidas en Ba y Rb relativo a los magmas derivados del manto, muestran también una pronunciada anomalía negativa de Nb; además de un empobrecimiento relativo de Sr, el cual incrementa a medida que incrementa la diferenciación. Es decir, que la anomalía negativa de Sr se incrementa en los pórfidos cuarzo feldespáticos reconocidos en el área con relación a las rocas volcánicas de la Formación Mesa y la Granodiorita Cuitaca. La coherencia entre el comportamiento geoquímico de todas las muestras, el patrón de Corteza Superior Promedio definido por Taylor y McLennan (1981) (Rollinson 1993), y sobre todo la presencia de la anomalía negativa de Nb, nos indican que las rocas del Alacrán pueden reflejar una significativa asimilación de corteza continental durante su evolución o emplazamientos.

Tabla 4. Resultados de análisis químico de elementos trazas.

(ppm)	Rocas Volcánicas						Pórfidos			
	R-01	R-02	R-07	R-08	R-09	R-10	R-11	R-12	R-13	R-14
Ba	414	466	781	277	1193	935	134	1295	1218	1459
Sr	501	468	73	498	55	499	327	205	89	195
Y	17	14	24	17	18	17	21	9	10	10
Nb	19	8	10	19	8	19	7	10	10	11
Zr	226	186	224	226	216	226	152	172	147	151
Rb	170	102	222	170	214	169	220	180	180	220
Ti	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	-	-	-	-

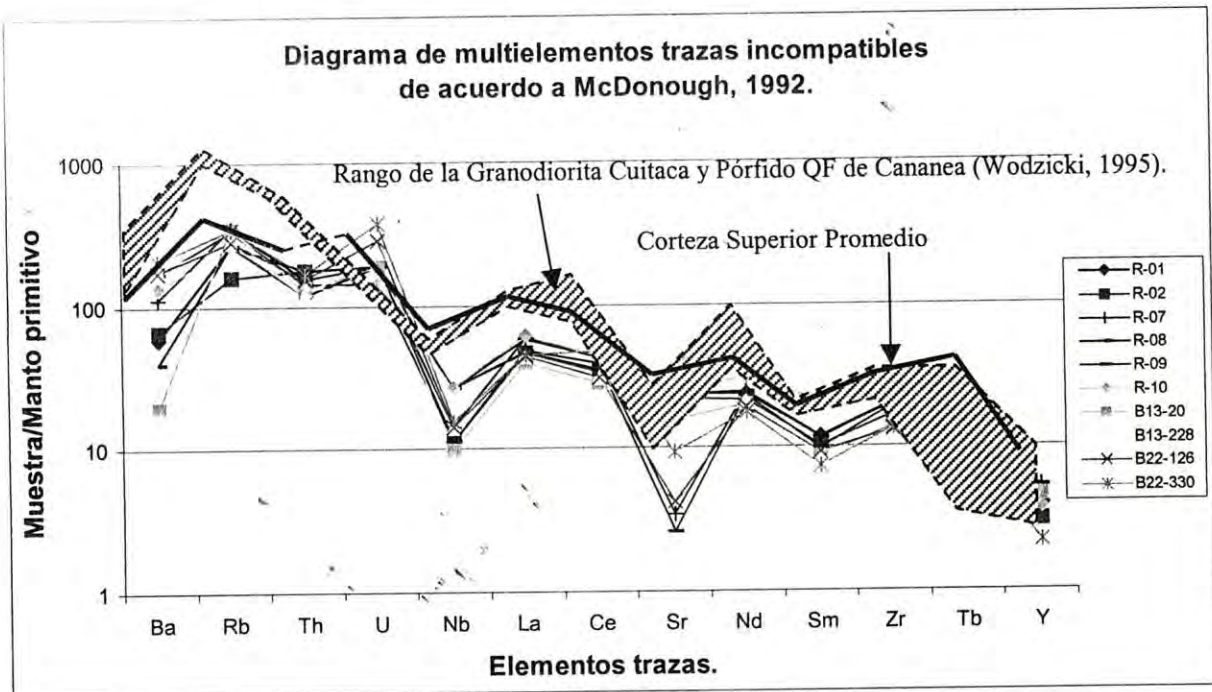


Figura 19. Diagrama de multielementos traza (aracnograma) ordenados por grado de incompatibilidad de acuerdo a McDonough y otros (1992). Los valores de Corteza Superior Promedio son tomados de Taylor y McLennan (1981). Los valores de las muestras de Cananea están normalizados a la Condrita de acuerdo a Anders y Grevesse (1989).

En la Figura 20 se presentan los patrones normalizados de REE de las rocas estudiadas. En esta gráfica es notable, en general, el enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE), con una ligera anomalía negativa de Eu. Tanto el patrón general de REE de las muestras de El Alacrán como el de las muestras en Cananea, tienen una pendiente de poco pronunciada a ligeramente plana hacia la derecha. En Cananea, todas las rocas excepto en el dique máfico tardío, presentan una relación La/Lu entre 5 y 15 y una anomalía negativa de Eu poco más pronunciada (Wodzicki, 1995). El patrón de REE del pórfido 8-110 presenta un mismo comportamiento con relación al patrón de REE de las muestras de pórfidos cuarzo-feldespáticos de El Alacrán, por lo que se determina que hay al menos, una semejanza geoquímica entre ambos. Esto hace suponer que la actividad magmática en ambos lugares fue similar y ambos intrusivos podrían ser cogenéticos.

Tabla 5. Análisis de elementos de tierras raras (REE).

(Ppm)	Rocas Volcánicas						Pórfidos			
	R-01	R-02	R-07	R-08	R-09	R-10	R-11	R-12	R-13	R-14
Ce	64.0	62.0	78.0	79.0	71.0	80.0	52	57	57	87
Eu	1.3	1.1	1.0	0.8	0.9	2.2	0.8	0.9	0.8	0.8
La	33.0	33.0	42.0	41.0	34.0	44.0	28	31	31	32
Lu	0.2	0.2	0.4	0.4	0.3	0.4	0.2	0.1	0.2	0.2
Nd	32.0	29.0	33.0	33.0	31.0	42.0	27	28	26	24
Sc	7.4	8.6	10.3	8.5	12.1	12.7	3.6	4.5	3.4	3.4
Sm	5.2	4.5	5.2	5.1	4.3	9.2	3.8	3.8	4.1	3.3
Tb	<1.0	<1.0	<1.0	<1.0	<1.0	1.0	1	<1	1	<1
Th	10.0	15.0	13.0	15.0	12.0	11.0	11	10	13	14
U	4.0	4.0	4.0	4.0	3.0	3.0	4	5	6	8
Yb	1.0	1.0	2.0	3.0	2.0	3.0	2	1	1	1

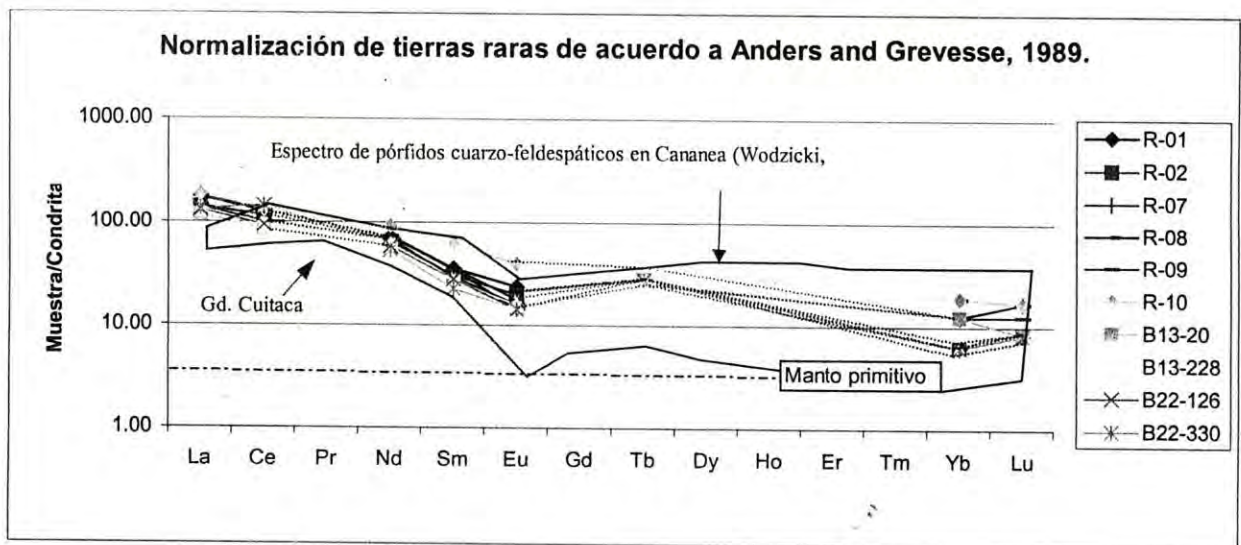


Figura 20. Diagrama de tierras raras normalizado a la condrita de Anders y Grevesse (1989); se muestra línea comparativa del Manto Primitivo de McDonough et al (1989).

La tendencia más o menos plana de las REE con una ligera anomalía negativa del Eu, significa que hubo poca fraccionación en los elementos de REE intermedias y pesadas en minerales tanto de plagioclasas como de ferromagnesianos que retuvieron parte de estos elementos durante la fusión parcial en la región fuente. El enriquecimiento de tierras raras ligeras demuestra la afinidad que tienen estos elementos con rocas más diferenciadas.

5.4. Interpretación del ambiente tectónico

Al igual que la interpretación de los diferentes procesos petrológicos en los sistemas magmático-hidrotermales, el uso de la geoquímica moderna nos permite utilizar un sinnúmero de diagramas de discriminación para interpretar el ambiente tectónico al que pertenece una serie de muestras dadas. La mayoría de los diagramas de discriminación son simples y fáciles de entender, porque se utilizan elementos trazas individuales y geoquímicamente inmóviles ante los procesos de metamorfismo y alteración hidrotermal como es el caso del Ti, Zr, Y, Nb, P y Sr (Rollinson, 1993). Para reconocer y caracterizar los diferentes marcos tectónicos ya

sea en ambientes de márgenes colisionales, de intra placa o márgenes pasivos, es necesario considerar la química de diferentes rocas ígneas; en nuestro caso, para el área mineralizada de El Alacrán, se realizaron diagramas de discriminación para rocas de composición granítica, como son las muestras de los pórfidos cuarzo-feldespáticos de grano medio y grueso respectivamente, para establecer una correlación entre estas, utilizando los diagramas de Nb-Y, y Rb-(Y+Nb) elaborados por Pearce et al (1984) (Figura 21). Como se puede observar en estos diagramas, ambos pórfidos se ubican dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG), que son compatibles con una zona de subducción de corteza oceánica bajo una corteza continental.

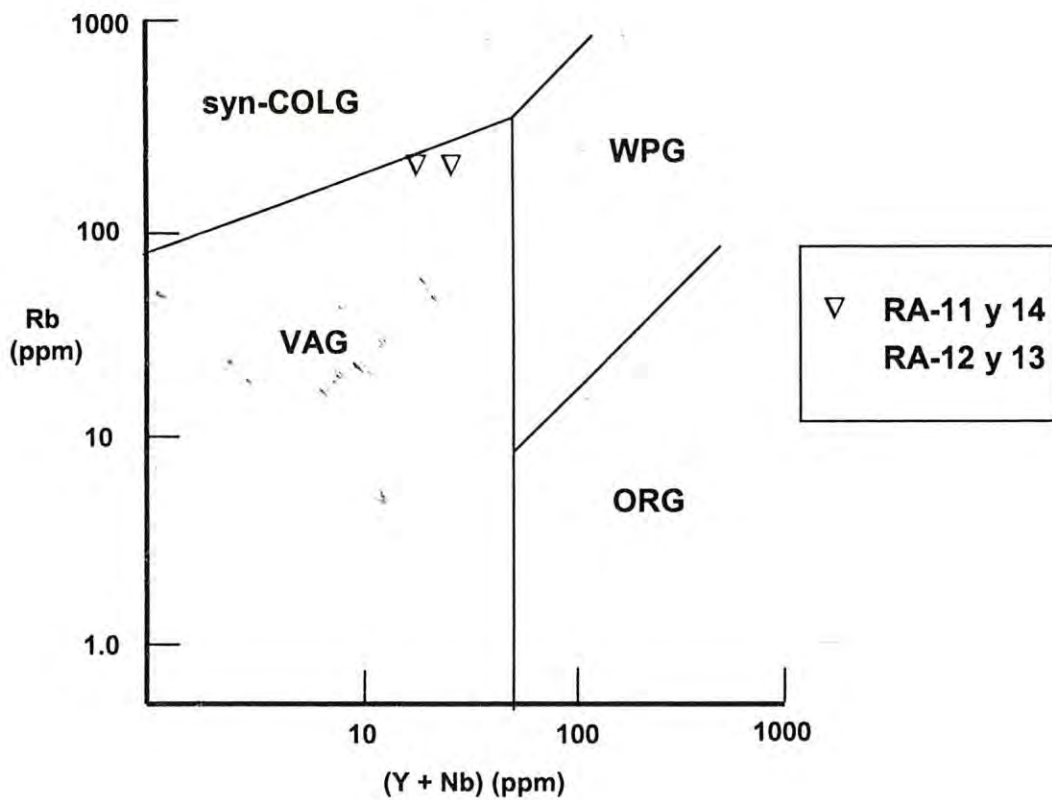
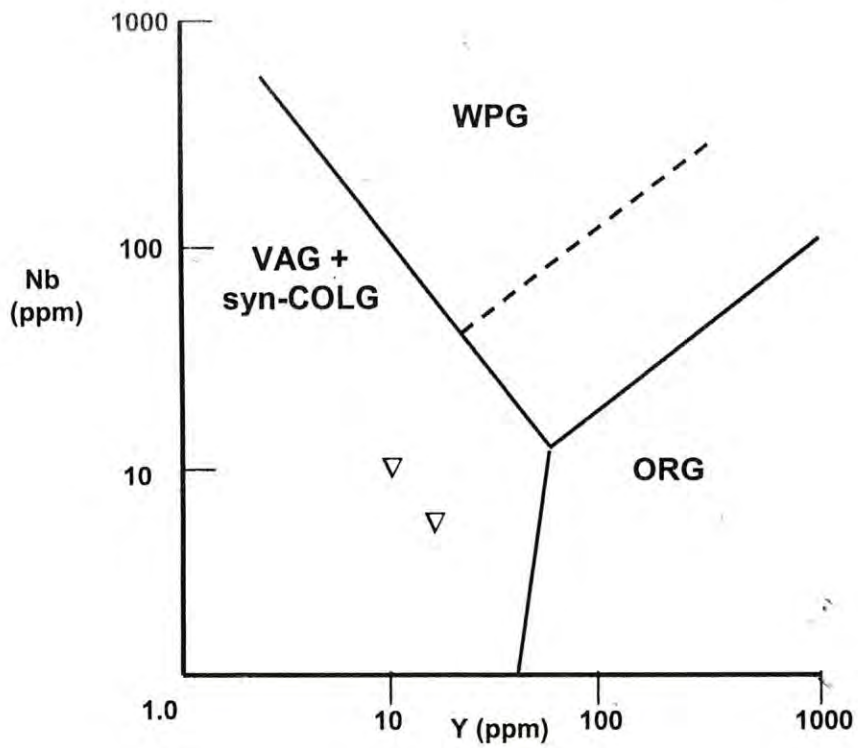


Figura 21. Diagramas Nb-Y, y Rb-(Nb + Y) para granitos (de acuerdo con Pearce et al. 1984), mostrando el campo de los granitos de arco volcánico (VAG), granitos sin-colisional (syn-COLG), granitos de intra placa (WPG) y granitos de cordillera oceánica (ORG); la línea punteada es el límite para los granitos (ORG).

VI. INCLUSIONES FLUIDAS

VI.1. Esquema de clasificación

El análisis de inclusiones fluidas provee información acerca de la temperatura y la composición general de los fluidos mineralizantes, y en algunos casos (cuando se estiman salinidades) se puede interpretar la presión implicada en los sistemas hidrotermales. De acuerdo con la determinación de las características fisicoquímicas de estas inclusiones, es posible inferir, de manera aceptable, el nivel de erosión del sistema hidrotermal que estamos estudiando, considerando además otros factores o controles geológicos como es el caso de la reconstrucción paleogeográfica o estratigráfica.

Para este trabajo, las inclusiones fluidas fueron clasificadas siguiendo el esquema de Nash (1976), el cual se basa en gran parte en los parámetros definidos por Roedder (Roedder, 1971 y 1984) en la que se establecen tres clases primordiales de inclusiones fluidas denominadas: 1) tipo I, inclusiones de moderada a baja salinidad que homogeneizan a una fase líquida y pueden contener un mineral hijo que no es una sal; (2) tipo II, inclusiones de baja salinidad que homogeneizan a una fase de vapor; y (3) tipo III, inclusiones altamente salinas que homogeneizan a una fase líquida y contienen por lo menos un mineral hijo de halita y comúnmente varios otros como la silvita, anhidrita, etc.

En los últimos años se han realizado algunos estudios relevantes de inclusiones fluidas en diversos depósitos de pórfidos cupríferos en Sonora; Sherkenbach y otros (1985) determinaron las temperaturas de formación implicadas en cada etapa de alteración hidrotermal del sistema de brechas de cobre-molibdeno en Cumobabi, Sonora. Wodzicki (1995), caracterizó el tipo y la abundancia de las inclusiones fluidas en minerales de cuarzo, tanto en la zona potásica como en las fases tardías distales de alteración hidrotermal. Con estos análisis y otros estudios realizados, definió la evolución de los fluidos mineralizantes en los diferentes

emplazamientos de cuerpos ígneos del distrito minero de Cananea (rocas equigranulares y pórfidos cuarzo feldespático). Esquivias (1998), realizó una caracterización petrográfica de inclusiones fluidas de los diferentes intrusivos hipabisales relacionados con la mineralización de cobre en los prospectos Los Humos, Promontorio, Coralillo, y las minas de La Caridad y Cananea, localizados al igual que el depósito del Alacrán, en la franja de pórfidos cupríferos del Estado de Sonora. En Cananea en particular, examinó minerales de cuarzo tanto en fenocristales de las rocas volcánicas encajonantes, como en vetillas y fenocristales de los pórfidos mineralizantes involucrados, concluyendo que las inclusiones fluidas localizadas en niveles topográficamente altos y asociadas a la alteración fílica tienen formas irregulares y son del tipo I y II principalmente; mientras que las inclusiones fluidas localizadas en niveles más profundos, se caracterizan por presentar formas de cristal negativo, son principalmente inclusiones primarias del tipo III con abundantes minerales hijos constituidos por sales de halita y silvita, además algunos sulfuros de hierro y cobre. Asumiendo que los fluidos asociados con la alteración potásica en los niveles profundos tienen una fuerte componente magmática. Por otro lado, en los prospectos Los Humos y Coralillo, estableció que estas áreas presentan un avanzado nivel de erosión con exposición de las raíces del sistema hidrotermal representado por una intensa alteración potásica.

Cualquier tipo de inclusiones puede ser según su origen: inclusiones primarias, secundarias o pseudosecundarias, de acuerdo a la relación estructural que guarda la inclusión respecto al cristal o vetilla en estudio. En el depósito del Alacrán se reconoció todo tipo de inclusiones fluidas predominando las inclusiones del tipo II y III, sobre todo en las partes más profundas exploradas con barrenación. Las inclusiones tipo I se distribuyen preferentemente hacia las periferias del yacimiento, en las estructuras de vetas de cuarzo y brechas de cuarzo-turmalina de fases tardías que no tienen que ver con la mineralización diseminada del área (Tabla 6).

VI.2. Petrografía de las inclusiones fluidas

Con la finalidad de conocer las variaciones de las temperaturas y salinidades de los fluidos involucrados en la evolución del sistema hidrotermal del Alacrán, se colectaron 10 muestras de cuarzo distribuidas en vetillas y en fenocristales de rocas a diferentes niveles de profundidad, para realizar el análisis petrográfico correspondiente de dichas inclusiones (Sección A-A' y Figura 23).

La distribución de las muestras en las diferentes etapas de mineralización es como sigue:

Muestras	Tipo de muestra	Etapa mineralizada
B17-34.0, B14-224.0 B9-204.0, B9-281.0 y B18-35.0	Vetillas de cuarzo-feldespatopotásico con halos de sericita	Py + Cpy + Mo de la Etapa II
B9-47.0, B8-51.0 y B16-180.0	Fenocristal de cuarzo en pórfido cuarzo feldespático	Zona supergénica de la etapa III
RA-45	Cuarzo de la matriz de brecha cuarzo-turmalina	Etapa IV
RA-00-26	Cuarzo de veta periférica	-

Las inclusiones tipo I son en general, las menos abundantes en las muestras asociadas con la mineralización, sin embargo son comunes en las vetas de cuarzo y brechas de cuarzo-turmalina postminerales. Petrográficamente presentan formas irregulares con tamaños que varían de 2 a 10 micras y ocurren como inclusiones secundarias principalmente. La proporción de L-V (líquido-vapor) es de 60-40 %, se observan característicamente minerales hijas que se interpreta ser de hematita por su coloración rojiza traslúcido (< 5 % del volumen de la inclusión). Este tipo de inclusiones fue observado en vetillas de cuarzo relacionada con la alteración potásica, donde representan menos del 5 % de las inclusiones observadas.

Las inclusiones tipo II, generalmente tienen una forma ovalada y un tamaño promedio de 10 a 15 micras, con una relación de V-L (vapor-líquido) de 90-10 %. Su distribución es muy amplia y se desarrolla primordialmente durante la etapa II de mineralización. Estas presentan evidencias de procesos de ebullición, registrado por la coexistencia de inclusiones ricas en gas y ricas en líquido, una de ellas homogeniza a una fase de vapor.

Las inclusiones tipo III son las más abundantes en las muestras estudiadas; presentan por lo general, formas de cristal negativo y un tamaño promedio de 15 micras habiendo inclusiones de hasta 40 micras. Este tipo de inclusiones se observa principalmente en fenocristales de cuarzo y en vetillas de cuarzo de la etapa II de mineralización, donde normalmente ocurren como inclusiones primarias ricas en líquido y en minerales hijas de halita, anhidrita, hematita y probable sulfuros del tipo pirita-calcopirita.

Un resumen de las características más sobresalientes de los tipos de inclusiones observadas en este estudio se da en la Tabla 6.

Tabla 6. Resumen petrográfico de las muestras de inclusiones fluidas.

Muestra/ Etapa Mineralizada	Roca/Mineral Huésped	Origen Abundancia relativa	Tamaño	Mineral Hijo	Tipos de Inclusiones (Nash,1976)
B9-47.0 III	PC/Vetilla cuarzo	I. Secundarias y pseudosecundarias > primarias	De 3 a 15 μ algunas de hasta 40 μ	Halita Hematita	L>V y V>L,>S Tipo II y III (boiling)
B9-204.0 II	Volc./Vetilla cuarzo	I. Secundarias > primarias	De 10 a 20 μ	Halita, Anhidrita, pirita, silvita?	L>V y V>L Tipo II y III I. primarias con formas negativas
B9-281.0 II	PC/ Vetilla cuarzo	I. Primarias > secundarias	De 3 a 15 μ algunas de hasta 40 μ	Halita Hematita Calcopirita?	L>V y V>L,>S Tipo II y III (boiling)
B8-51.0 III	Volc./Fenocrist al cuarzo	I. Primarias > secundarias	De 10 μ y de 2.5 a 5 μ	Halita	L > V Tipo III
B17-34.0 II	BHZC/Matriz cuarzo	I. Secundarias > Primarias	De 3 μ a 10 μ	Halita, hematita, silvita?	L>V y V>L Tipo II y III (boiling)
B18-35.0 II	Volc./Vetilla cuarzo	I. Pseudosecundarias > primarias	10 μ	Halita, hematita	L>V y V>L Tipo II y III (boiling)
B16-180 III	PC/Cuarzo primario	I. Secundarias > Primarias	De 10 a 25 μ	Halita, hematita, calcopirita?, silvita	L>V y V>L Tipo II y III Boiling. I. primarias con formas negativas
B14-224 II	Volc./Vetilla cuarzo	I. Secundarias > Primarias (90- 10%)	De 3 a 15 μ	Halita, silvita, hematita- especularita?	La mayor parte son de tipo III
RA-00-26 IV	Volc./Vetilla cuarzo	I. Secundarias>> primarias	De 2 μ y 10 μ	No se observan	L > V Tipo I
RA-45 IV	BHT/ Matriz cuarzo	I. Secundarias	De 5 μ	No se observan	L > V Tipo I

Notas: PC = Pórfido cuarzo feldespático; Volc.= Volcánico; BHZC = Brecha intrusiva hidrotermal en zona de contacto y BHT = Brecha hidrotermal tardía de cuarzo-turmalina. L = fase líquida, V = fase gaseosa o de vapor de agua, S = fase sólida.

VI.3. Geotermometría e interpretación del análisis de las inclusiones fluidas.

Se hicieron nueve mediciones geotermométricas de las diez muestras colectadas en cuarzo de vetillas, tanto en roca volcánica como en el pórfido intrusivo, así como en fenocristales de cuarzo en pórfido cuarzo feldespático y en cuarzo de matriz en la zona de contacto pórfido-volcánico. Debido a la dificultad que comúnmente se presenta en la medición de las temperaturas de homogeneización de estas inclusiones, principalmente por sus diminutos tamaños, en la muestra RA-45 que corresponde a cuarzo de la brecha de cuarzo-turmalina tardía silicificada, no fue posible obtener la T_h (Tabla 7), y solamente se pudo identificar el tipo de inclusión fluida predominante, como se señala en la Tabla anterior; mientras que, del resto de las muestras, solamente en tres de ellas se pudo obtener un número de mediciones aceptable para elaborar histogramas de frecuencia (Figura 24). Las muestras B14-224, B18-35 y B9-204 representadas en los histogramas, colectadas en vetillas de cuarzo, representan la etapa II de mineralización, donde la alteración potásica evidentemente está enmascarada por una alteración de cuarzo-sericita, generando agrupaciones distintas de inclusiones fluidas, las cuales se interpretan como generaciones de fluidos independientes (inclusiones primarias y secundarias), sobre todo por considerar que estos sistemas hidrotermales han sido abiertos en repetidas ocasiones durante su enfriamiento como lo refleja las diferentes etapas de alteración.

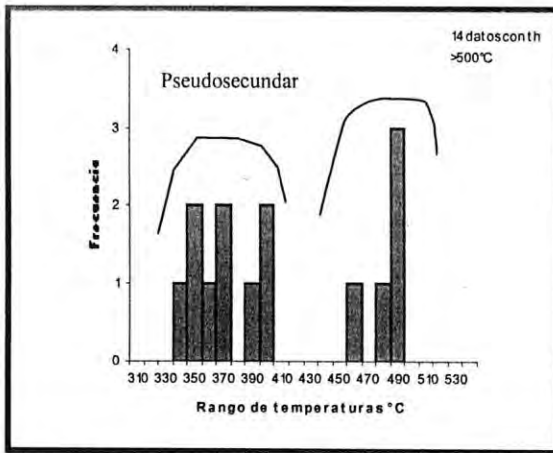
Las muestras B9-47.0, B9-281.0 y B8-51.0 fueron analizadas en el laboratorio del CRM, obteniendo las temperaturas de homogeneización y de fusión (T_h y T_f), densidades y salinidades.

Los resultados de estos parámetros reflejan de manera general, que hubo repetitivos procesos de ebullición a diferentes niveles del sistema hidrotermal, como ha sido evidenciado en distintos estudios de ambientes tipo pórfido de cobre (Burnham, 1979). Casi todas las inclusiones fluidas medidas en este trabajo corresponden a inclusiones fluidas primarias de las tres categorías (tipos I, II y III)

predominando las del tipo II y III según la clasificación de Nash (1976). Las inclusiones con una relación vapor-líquido de 90%-10%, por lo general homogeneizaron a vapor, y las inclusiones en que la cantidad de líquido era mayor que la de vapor, o aquellas con presencia de cristales hijas, homogeneizaron a líquido.

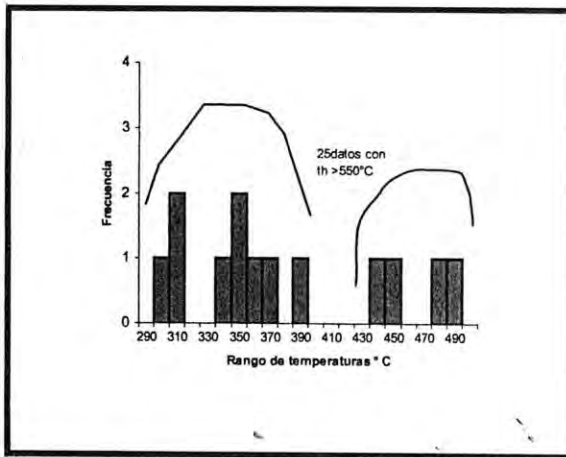
A continuación se describen los principales rasgos de las inclusiones observadas en dichas muestras de cuarzo, cuyas temperaturas de homogeneización promedio están plasmadas en la Tabla 7. En este trabajo, debido a que no es posible determinar con precisión el encape estratigráfico, no se consideró el factor de corrección de Brown (1998), el cual está basado en la determinación de la presión a la que estuvo sujeta la inclusión fluida, a partir de la reconstrucción estratigráfica, lo que modifica ligeramente la temperatura de homogeneización determinada en el laboratorio a condiciones normales; la comparación de estas temperaturas con la paragénesis mineral se muestra en la Tabla 8.

La muestra B17-34.0, es representativa de la alteración Potásica, corresponde a una vetilla de cuarzo-feldespato potásico, asociada a la zona de contacto entre la roca volcánica y un dique de pórfido cuarzo feldespático, localizado en la parte central del área. Debido a las dificultades que presentó esta muestra para las observaciones al microscopio (inclusiones muy pequeñas), solo se realizaron dos mediciones, por lo que no fue posible elaborar los histogramas de temperaturas de homogeneización correspondientes. Pero, se logró identificar al menos, que las inclusiones secundarias predominan sobre las primarias (80-20%) arrojando temperaturas de homogeneización entre 310 y 500°C (Microfotografía 12).



B14-224.0 m.

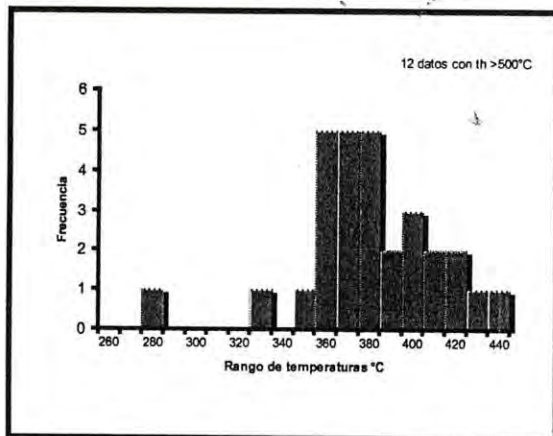
Muestra perteneciente a la etapa II de mineralización, localizada en la zona hipogénica. Las inclusiones medidas son primarias y pseudosecundarias lo que ocasiona que haya dos agrupaciones distintas, cuya Th promedio de 390°C.



B18-35.0 m

Muestra perteneciente a la etapa II de mineralización, con alteración sericitica sobreimpuesta en la zona supergénica.

Las inclusiones medidas son primarias y pseudosecundarias lo que ocasiona que haya dos agrupaciones distintas. Aunque hay variación considerable en las temperaturas de homogeneización (Th), el promedio es de 390°C.



B9-204.0 m.

Muestra perteneciente a la etapa II de mineralización primaria. Las inclusiones medidas son primarias del tipo III con Th promedio de 382°C.

La vetilla estudiada contiene mineralización de calcopirita, pirita y molibdenita.

Figura 22. Histogramas de temperaturas de homogeneización de las muestras asociadas a la mineralización.

Tabla 7. Temperaturas de homogeneización y salinidad de las muestras de Inclusiones fluidas.

Muestra/ Etapa mineralizada	Th °C	Tf °C	Salinidad % en peso de NaCl equivalente	Densidad g/cm ³	Comentarios
*B9-47.0 III	287.7	- 21.3	23.78	0.948	Coexistencia de inclusiones ricas en vapor (90-10%), y ricas en líquido que evidencian un proceso de ebullición (Boiling).
B9-204.0 II	382.1	-	-	-	Se observan abundantes cristales con formas negativas de inclusiones primarias del tipo III.
*B9-281 II	394.3	- 26.3	29.36	0.950	Coexistencia de inclusiones ricas en vapor y en líquido que evidencian un proceso de ebullición.
*B8-51.0 III	678.8	- 14.8	18.62	-----	También se observaron inclusiones que no homogeneizaron a temperaturas de 700°C.
B17-34.0 II	De 310° a > 500°C	-	-	-	Se observan abundantes cristales con formas negativas de inclusiones primarias del tipo III que coexisten con las de tipo II (Boiling).
B18-35.0 II	380.0	-	-	-	Se observan abundantes cristales con formas negativas de inclusiones primarias del tipo III que coexisten con las de tipo II L>V (Boiling).
B16-180 III	418.3	-	-	-	Coexistencia de inclusiones ricas en vapor (tipo II) y en líquido (tipo III) que evidencian un proceso de ebullición.
B14-224 II	390.6	-	-	-	Abundan las inclusiones secundarias; las I. primarias son del tipo III ricas en halita
*RA-00-26 IV	351.6	- 10.6	14.62	0.805	La proporción de L-V es de 60:40% en esta muestra relacionada a otro evento de mineralización.
RA-45 IV	No se midió	-	-	-	Representa el último evento hidrotermal en la zona, y no es posible diferenciar las inclusiones en esta silicificación.

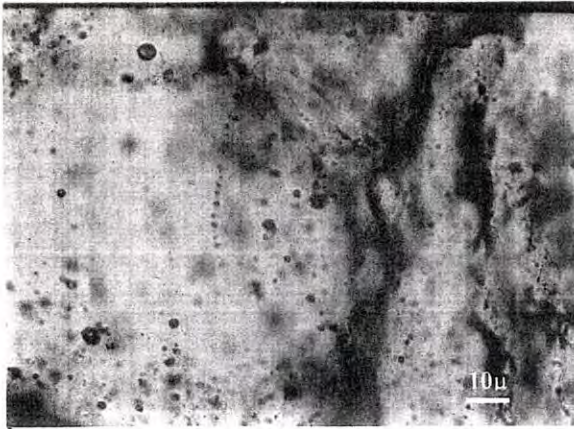
* Valores promedios estimados en el Centro Experimental Oaxaca del CRM.

La muestra B14-223 pertenece a una vetilla de cuarzo + feldespato potásico + magnetita representativa de la alteración potásica, emplazada en roca volcánica, cuyas temperaturas de homogeneización varía de 340 a 490 °C promediando 390 °C. Las mediciones se hicieron en inclusiones primarias polifásicas, con cristales hijas de halita, hematita, silvita y probablemente sulfuros de calcopirita muy finos en equilibrio con la fase líquida, las cuales, conforman entre un 5 a 10 % de la abundancia de las inclusiones fluidas presentes en la lámina, siendo las inclusiones secundarias las más abundantes, pero de mucho menor tamaño con relación a las primarias.

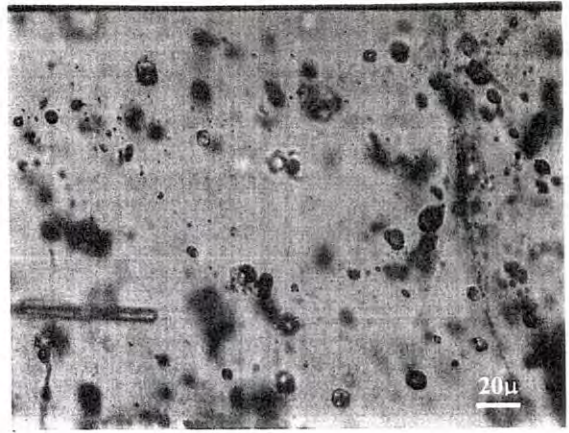
La muestra B16-180 corresponde a un fenocristal de cuarzo del pórfido feldespático de grano grueso (feldespatos > 2 cm de diámetro) con vetillas de cuarzo + pirita + calcopirita y cuarzo + molibdenita, relacionada a la mineralización hipogénica. Las inclusiones fluidas son preponderantemente secundarias o pseudosecundarias (70-85% de las inclusiones), aunque las de mayor tamaño son las primarias (15-30%), que frecuentemente presentan formas de cristal negativo y son polifásicas (Microfotografías 13 y 17). Las temperaturas de homogeneización de estas inclusiones varían de 360 a 530 °C promediando 418 °C (anexo I).

La muestra B9-281.0 pertenece a una vetilla de cuarzo del pórfido cuarzo feldespático con ojos de cuarzo relacionado con mineralización hipogénica de cobre de 0.2 %, con alteración de cuarzo sericita sobre impuesta. La temperatura de homogeneización varía de 318 °C a 531 °C con un promedio de 394 °C, cuyas salinidades son del orden de 29 % de peso de NaCl eq. Esta muestra presentó una gran cantidad de inclusiones generalmente pequeñas y medianas (de 3 a 15 micras) con algunas excepciones que llegaron a medir hasta 40 micras. Las inclusiones predominantes son del tipo II y III, muchas ricas en vapor y otras ricas en líquido, homogeneizando unas a vapor y otras a líquido evidenciando claramente un proceso de ebullición a este nivel del sistema hidrotermal (Microfotografía 14).

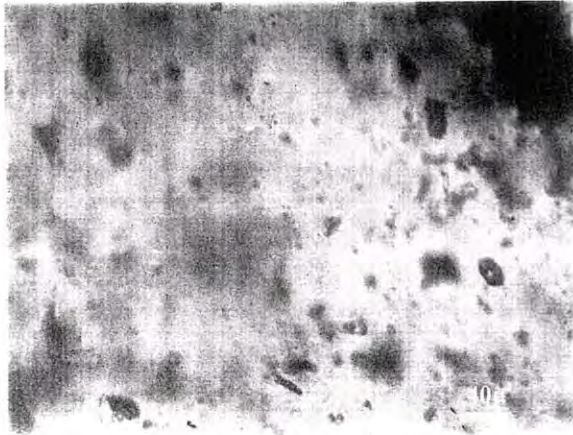
Las muestras B18-35.0 y B9-204.0 corresponden a vetillas de cuarzo + sulfuros, asociados a la alteración potásica con alteración cuarzo-sericita en los



Microfotografía 12. Inclusiones fluidas en vetilla de cuarzo-feldespato potásico (B-17-34.0).



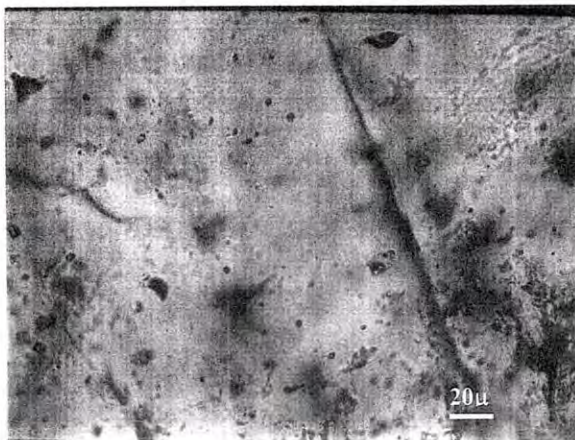
Microfotografía 13. Inclusiones fluidas de la muestra B-16-180.0.



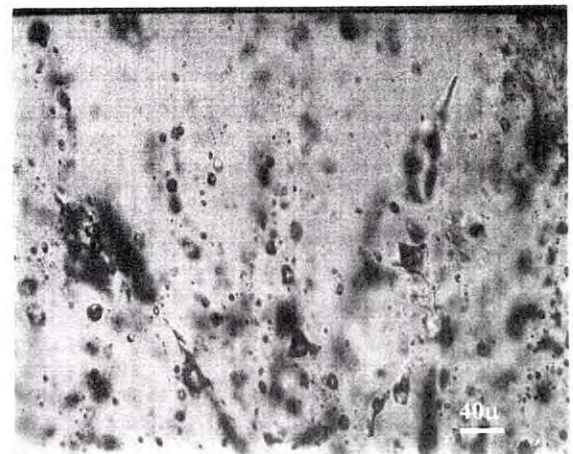
Microfotografía 14. Inclusiones fluidas en vetilla de cuarzo (B-9-281.0).



Microfotografía 15. Inclusiones fluidas en vetilla de cuarzo (B-18-35.0).



Microfotografía 16. Inclusiones fluidas primarias con formas negativas (B-9-204.0).



Microfotografía 17. Inclusiones fluidas en fenocrystal de pórfido cuarzo feldespático (B-16-180.0).

bordes. La muestra B18-35.0 se localiza muy cerca de la superficie en la zona de transición con los óxidos de cobre y hierro, sin embargo, la temperatura de homogeneización promedio es de 390 °C, variando de 300° a 500° C, lo que constata que varias de las inclusiones medidas pueden corresponder a inclusiones fluidas de una zona de transición potásica tardía hacia cuarzo-sericita temprana (Microfotografía 15). En esta muestra es evidente que ocurrió un proceso de ebullición que controló en parte la depositación de calcopirita, que posteriormente se transformó en calcosita para formar la zona de enriquecimiento supergénico.

Por otro lado, la muestra B9-204.0 es un ejemplo de una vetilla en zona de cizalla asociada a la alteración filica, que corta a vetillas de cuarzo-magnetita-calcopirita de la alteración potásica temprana. Las temperaturas de homogeneización fluctúan de 280 a 440 °C promediando 382 °C; quizás el dato del histograma aislado con 280 °C pertenece a una inclusión secundaria relacionada con la fase de cuarzo-sericita tardía (Figura 22) que en general, son las más abundantes en la muestra (Microfotografía 16).

Las muestras B8-51.0 y B9-47.0, corresponden a fenocristales de cuarzo del pórfido cuarzo feldespático en la zona de enriquecimiento supergénico, asociada a un fuerte fracturamiento con alteración sericítica, cuya ley promedio de cobre es 0.56 %. Las inclusiones presentes en la primera muestra son predominantemente primarias del tipo III con halita como mineral hijo principal, donde las temperaturas de homogeneización en algunas inclusiones alcanzaron los 700 °C sin experimentar algún cambio en sus fases; en la segunda muestra abundan también las inclusiones pseudosecundarias y secundarias bifásicas, formada por una burbuja de vapor (v) coexistiendo con una fase líquida (l) en diferentes proporciones reflejando un proceso de ebullición, con minerales hijos de hematita además de la halita.

La gran variación en las temperaturas de homogeneización en muchas inclusiones (de 180 °C a 470 °C) corrobora la presencia de este tipo de inclusiones

desarrolladas en un ambiente o sistema continuamente abierto por el intenso fracturamiento asociado.

La muestra RA-45 corresponde al cementante de cuarzo localizado en las brechas de cuarzo-turmalina de fases tardía. Desgraciadamente por la intensa silificación que representa este evento, no fue posible medir las temperaturas de homogeneización en esta muestra ya que las inclusiones observadas eran demasiadas pequeñas (menos que 5 micras) y aparentemente todas ellas de carácter secundario del tipo I ricas en líquido más vapor.

La muestra RA-0-26, corresponde a una veta de cuarzo emplazada en roca volcánica andesítica alterada a cuarzo + sericita, localizada en las periferias del sistema pórfido cuprífero. La temperatura de homogeneización en esta muestra presenta muy pocas variaciones (de 337 °C a 378 °C) promediando 351 °C, con salinidades de 14 % NaCl eq., que reflejan probablemente un ambiente de profundidad más somero en relación con la vetas o vetillas de la alteración potásica localizadas en el centro del área de estudio, con procesos de ebullición muy fuertes en este nivel de emplazamiento de vetas de cuarzo.

Tabla 8. Comparación de temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas y la paragénesis.

Etapa I. Diseminado. Alt. Potásica.	$mo.$ <hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/> $py + cpy + mo.$
Etapa II. Vetillas. Alt. Potásica, con halos de cuarzo-sericita.	$\frac{q + py + mo + cpy.}{\searrow 61.0 \text{ m. a.}}$
Etapa III. Reemplazamiento, Enriquecimiento Supergénico.	$cc + co.$
Etapa IV. Cuarzo-Turmalina Fases tardías.	$tu + q.$

500 °C
400 °C
300 °C
100 °C

En este esquema se observa la evolución del sistema hidrotermal, decreciendo la temperatura con los cambios progresivos de alteraciones y tipo de mineralización, a medida de que el sistema pórfido cuprífero se enfría. En la etapa II de mineralización, relacionada con alteración potásica tardía, se observan algunas variaciones de tipo de inclusiones, y por consiguiente, cambios bruscos de temperaturas de homogeneización que reflejan una posible mezcla de fluidos en la que interviene la alteración de cuarzo-sericita enmascarando gran parte de la feldespatización. Las temperaturas de formación de la calcosita, se asumen en menos de 50° C al reemplazar a otro sulfuro en la zona supergénica.

Las brechas de cuarzo-turmalina parecen haberse formado por fluidos residuales del sistema pórfido en fases tardías, los cuales, se saturaron en sílice y ya no aportaron iones metálicos en el área. El no haber encontrado inclusiones del tipo III ricas en sales y otros minerales como sulfuros, refleja un ambiente somero con aporte quizás de aguas meteóricas en este nivel de formación de los cuerpos.

VII. DISCUSIÓN.

Sobre la base de los resultados obtenidos en este trabajo, se hará a continuación una discusión de los principales factores geológicos que juegan un papel importante en la interpretación del depósito El Alacrán.

Haciendo una simple comparación del yacimiento del Alacrán con el modelo de zoneamiento de alteración-mineralización de un depósito de pórfido de cobre típico, la distribución concéntrica y formas de las distintas zonas de alteración hidrotermal reconocidas en el área (Figuras 9 y 10), hacen posible establecer que el yacimiento del Alacrán presenta un mediano grado de erosión, ubicándose estructuralmente más cerca de la raíz de un sistema pórfido, lo que sugeriría pocas posibilidades de que la mineralización se extienda de manera importante hacia la profundidad. Lo anterior, se apoya en el hecho de que la alteración potásica aflora en la parte central del área y es enmascarada por cuarzo-sericita que a su vez, presenta "parches" de propilitización relicta en la periferia y hacia la profundidad.

Con el análisis petrográfico fue posible identificar los minerales de alteración y la relación de estos con los minerales que reemplazan. Aunque la composición de los cuerpos intrusivos porfídicos varía burdamente entre riodacítica a cuarzomonzonítica (cuarzo 10-30%, ortoclasa 5-15%, plagioclasa 30-45%; y cuarzo 5-10%, ortoclasa 20-45%, plagioclasa 30-50%, respectivamente), debido el grado de alteración que dificulta la descripción petrográfica de la roca, el autor prefirió, a pesar de los análisis de geoquímica de roca total, utilizar simplemente el término cuarzo feldespático y no el nombre específico de una roca. Por relaciones de corte, se determinó que la fase más joven, de las dos fases intrusivas reconocidas en el área, corresponde al pórfido feldespático de grano grueso con grandes fenocristales de ortoclasa.

En cuanto a mineralización, la fase porfídica de grano medio con ojos de cuarzo presenta mayor grado de mineralización que la fase de grano grueso (Figura 23).

En la Figura 23, se muestra una sección esquemática de la porción central del yacimiento, dónde se concentra la barrenación de diamante; esta sección representa el modelo geológico del Alacrán. La descripción detallada de los núcleos de estos barrenos más los datos recopilados en el campo, permitieron establecer las relaciones estructurales existentes entre las rocas volcánicas de la Fm. Mesa y los dos cuerpos intrusivos subvolcánicos diferenciados. De esta forma, se pone de manifiesto que la mineralización se encuentra más ampliamente distribuida en las rocas volcánicas receptoras, que en los propios diques porfídicos de composición félsica, como ocurre en muchos depósitos de este tipo en el mundo.

En cuanto a la mineralización, a diferencia del distrito de Cananea, la zona de enriquecimiento supergénico en El Alacrán es demasiado pequeña, con solo una extensión de calcosita de 700 x 500 m, y un espesor promedio de 30 m, mientras que en Cananea, esta misma zona posee una superficie de más de 3 km largo x 1.5 km de ancho, y entre 150 a 300 m de espesor, que denota a simple vista, las discrepancias del potencial minero entre una y otra área. Un rasgo importante que sobresale en el área del Alacrán, es que prácticamente no hay una zona o capa lixiviada desarrollada encima de la zona de calcosita. Sin embargo, en la parte central del área, se observa una capa de conglomerado ferruginoso que demuestra la erosión de una roca previamente oxidada. En cambio en Cananea, la cobertura de lixiviación varía de 200 hasta 400 m de espesor, con presencia de limonitas de fierro, cuya configuración del relieve se sospecha que hubo otras zonas de enriquecimiento más antiguas y topográficamente más altas, ahora lixiviadas.

La determinación de la edad de la mineralización sobre la base de mineral de molibdenita es una aportación nueva en este trabajo, al igual que la determinación de las temperaturas de homogeneización de las diferentes etapas de la alteración-mineralización del área. A reserva de que se verifique más adelante la datación de la molibdenita, El Alacrán se considera hasta el momento, el sistema pórfido de cobre más antiguo definido en la provincia de pórfidos cupríferos de Sonora con una edad de 61.0 m. a.

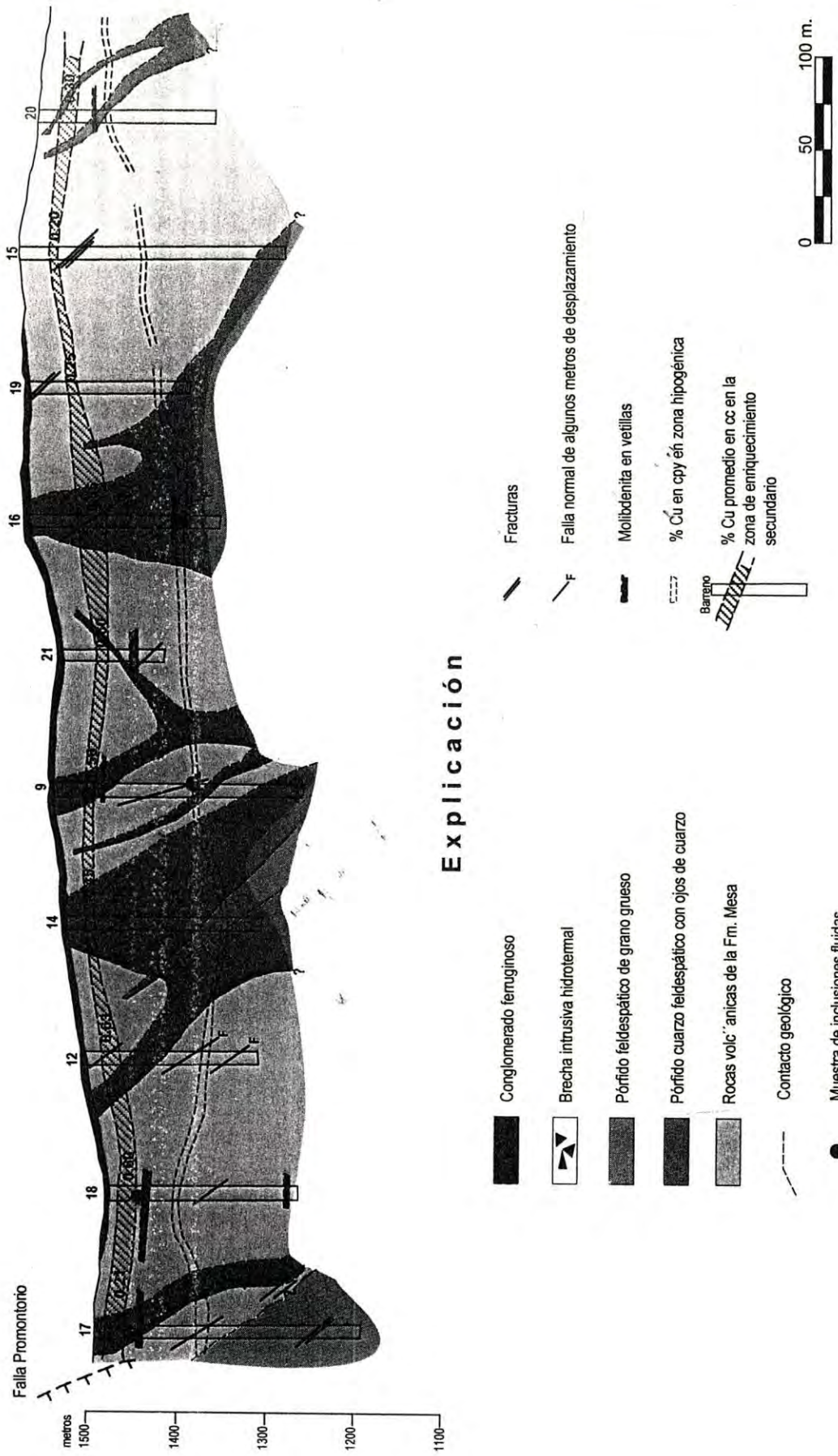


Figura 23. Interpretación del modelo geológico con la distribución de cobre y molibdeno del depósito El Alacrán.

La diferencia de casi cinco millones de años entre el fechamiento reportado por Damon y otros (1983) en mineral de biotita (56.7 ± 1.2 Ma), y el reciente fechamiento sobre mineral de molibdenita reportado en este trabajo (61 m. a.) puede obedecer posiblemente, entre otros, a los siguientes factores:

1. El mineral de biotita que utilizó Damon para fechar, a pesar de ser el último en cristalizar, de acuerdo con su temperatura de cierre en la paragénesis de la alteración potásica, probablemente esta muestra haya sido afectada por procesos hidrotermales más tardíos.
2. Al fechar molibdenita de la etapa II de mineralización relacionada con la alteración potásica, se está fechando directamente la mineralización primaria del depósito, y no una posible alteración hidrotermal relacionada a un evento tardío en la evolución del sistema.

A partir de datos geotermométricos y la estratigrafía del área, se puede estimar la profundidad de formación de la mineralización de la etapa II, considerada esta, dentro de la alteración potásica temprana. En El Alacrán afloran unidades de aglomerados, tobas y brechas andesíticas que se correlacionan con la base de la Formación Mesa. Si se considera un espesor de 1500 m de esta secuencia volcánica como lo estipuló Valentine (1936) en Cananea, se puede extrapolar al menos 1500 m de profundidad para el emplazamiento de los cuerpos intrusivos porfídicos, ya que mediante barrenación, se observó que estas unidades volcánicas están afectadas por diques porfídicos mineralizantes a una profundidad de 350 m. Por otro lado, si consideramos la curva de temperatura de homogeneización-salinidad-profundidad de Haas (1971) para sistemas hidrotermales abiertos en presiones hidrostáticas, la relación temperatura-profundidad para el sistema del Alacrán, según los datos de inclusiones fluidas obtenidos, arroja una profundidad mínima de 1200 m para la formación de la fase mineralizante. Esto nos hace suponer que emplazamiento de los pórfidos en el área fue a una profundidad entre 1200 y 2000 metros aproximadamente, considerando también la parte de la sección erosionada. Con la

barrenación se pudo observar que existe mineralización primaria de cobre en zonas más profundas (a 750 m o más de profundidad a partir de la superficie), pero no sabemos de que magnitud, ya que la exploración se hizo hasta una profundidad de 750 m por parte de Industrial Minera México, y en esta profundidad no se observó enriquecimiento de calcosita.

Lo que si es concluyente es que el depósito El Alacrán a diferencia de Cananea, presenta solo dos etapas de intrusiones contra seis distintas posibles etapas de intrusión sucedidas en Cananea. Por otro lado, estudios en detalle en La Caridad y Mariquita por Valencia (2001) y Ochoa Landín (comunicación personal) han determinado la presencia de minerales de alta sulfuración típicos en las partes superiores de sistemas pórfidos cupríferos como la covelita-énargita, lo que podría indicar sistemas hidrotermales completos, lo que no sucede en el Alacrán (Tabla 9) en donde se tiene la asociación calcopirita-pirita.

Depósito	Intrusivo Relacionado	Rocas encajonantes	Alteración	Forma de la mineralización	Tonelaje + ley	Edad de la mineralización	Enriquecimiento supergénico	Nivel de exposición
Cananea	Se reconocen multifases intrusivos de Pórfidos Cuarzo Monzoníticos Stocks + Brechas "pipe".	Rocas volcánicas andesíticas de la Fm. Mesa, y los pórfidos, además de brechas.	Fílica (Q, ser, tur). Propilítica (Cl, py, ep).	Stockworks y diseminado + rellenos en brechas.	> 2000 millones de ton. con 0.65 % Cu.	K-Ar en biotita, 58.5 ± 2.1 m. a.	150 a 300 m de espesor.	Es un sistema completo de pórfido cuprífero.
El Alacrán	Se determinaron dos fases intrusivas cuarzo feldespáticas, una de grano medio con ojos de cuarzo y otra de grano grueso. Brechas intrusivas restringidas a las zonas de contacto.	Rocas volcánicas andesíticas de la Fm. Mesa > los pórfidos.	Potásica (Q, mt, Feld k, bi). Fílica (Q, ser, py). Propilítica (Cl, py, ep, cal). Argílica (Caol., Mont., Mus.)	Stockworks y diseminado. La mineralización primaria de Cpy y de Cc secundaria están mayormente diseminados.	40 millones de ton. con 0.40 % Cu. Aprox. 90 millones ton. con 0.25 % Cu.	Re-Os en molibdenita, 62.2 ± 1.3 m. a.	30 m de espesor promedio.	Presenta un mediano grado de erosión; se encuentra cerca de una raíz de un sistema de pórfido cuprífero.

Tabla 9. Características comparativas de la mineralización entre los depósitos de Cananea y El Alacrán.

VIII. CONCLUSIONES.

Las principales conclusiones obtenidas en el presente trabajo son las siguientes:

1) Según las características geológicas y geoquímicas definidas en este trabajo, el depósito El Alacrán pertenece a una misma serie magmática del arco volcánico que generó el gigantesco yacimiento en Cananea. Los diagramas tipo Harker de elementos mayores SiO_2 contra AlO_2 , CaO , TiO_2 y MgO presentan tendencias de correlación negativa reflejando movilidades en estos elementos ante los procesos hidrotermales; la relación SiO_2 contra $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ señala una afinidad calci-alcalina rica en K siguiendo un patrón similar con las rocas ígneas del distrito Cananea.

2) De acuerdo con estos resultados de geoquímica de elementos mayores y los diagramas de elementos trazas Nb-Y, y Rb-Y+Nb, el depósito mineral de El Alacrán se ubica dentro de un marco tectónico de arco continental de afinidad calci-alcalina, relacionados a una zona de subducción con altos ratios de $\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$, lo cual es significativamente diferente con relación a los depósitos asociados a arcos de islas del tipo OIB (Basaltos toleíticos de islas oceánicas), en la margen oeste del Océano Pacífico.

3) Las tierras raras (REE) presentan generalmente los mismos patrones que la serie de rocas en Cananea, con enriquecimientos de las REE ligeras y una suave anomalía de europio (Eu), indicando procesos magmáticos similares entre ambas zonas mineralizadas. En el caso de las REE pesadas, los pórfidos en Cananea presentan ligeramente mayor fraccionación con relación a los pórfidos de El Alacrán indicado por un comportamiento más plano de la curva, indicando posiblemente un mayor tiempo de residencia del magma antes de emplazarse.

4) El depósito El Alacrán al igual que el de Cananea, están relacionados a un arco volcánico que evolucionó durante el período Laramide (90-40 m. a.) donde la mayor parte de la mineralización de cobre se concentró en las rocas volcánicas encajonantes de edad Cretácico Superior de la Formación Mesa.

5) La edad Re-Os de la mineralización en molibdenitas es de 61 Ma, ligeramente más antigua que la edad K-Ar de la flogopita en la alteración potásica en Cananea de 59.9 ± 2.0 Ma, lo que confirma que la mineralización primaria está fuertemente relacionada con la alteración potásica temprana en este sistema mineralizado.

6) En El Alacrán, no existen suficientes intrusiones porfídicas múltiples como en otros sistemas hidrotermales que están bien mineralizados. En el área se reconocieron dos fases porfídicas de composición burdamente cuarzomonzonítica, que están relacionada con la mineralización. Mientras que en Cananea, se han reconocido al menos cuatro diferentes fases intrusivas, de las cuales, quizás las fases más importantes relacionadas con la mayor mineralización, no están presentes en El Alacrán.

7) De acuerdo con los patrones de alteración hidrotermal observados y las temperaturas de homogeneización obtenidas en inclusiones fluidas localizadas en la zona mineralización primaria (Etapa II), El Alacrán presenta un mediano nivel de erosión, con exposición de la alteración potásica en superficie localizada en la depresión topográfica central del área; mientras que comparativamente Cananea está catalogado como un sistema completo, donde la feldespatización aún no ha sido encontrada en el fondo del tajo de explotación a una profundidad de 300 m o más.

8) La alteración de cuarzo-sericita es a diferencia del modelo de Lowell y Guilbert (1970), posterior a la propilitización, y está fuertemente controlada por intenso fracturamiento relacionado a fenómenos de ebullición reconocidos en las inclusiones fluidas que ocurren en sistemas abiertos.

9) En las zonas de alteración potásica y cuarzo-sericita interna, las inclusiones fluidas son polifásicas coexistiendo inclusiones ricas en vapor (tipo II) y ricas en líquido (del tipo III) con minerales hijas de halita y otras sales como cristales de anhidrita y silvita, además de hematita y a veces calcopirita, sugiriendo fluidos de alta salinidad relacionados con la mineralización. Regularmente las inclusiones muestran formas de cristal negativo y temperaturas de homogeneización de 300 °C a más de 500 °C, reflejando ambientes primarios con una fuerte componente magmática para los fluidos mineralizantes.

10) Las evidencias de ebullición y las salinidades obtenidas en las zonas profundas del sistema oscilan de 23 a 29 % NaCl eq; mientras que en la muestra de veta de cuarzo periférica a los pórfidos en superficie, es del orden de 14 % NaCl eq., lo que demuestra que siempre hubo un sistema abierto en las diferentes etapas del sistema hidrotermal, y sobre todo una posible mezcla con aguas meteóricas en las fases tardías.

Ris. T667

IX. REFERENCIAS.

- Alarcón L. U., y Aguilera E., 1970, Informe sobre los estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos en el prospecto "El Alacrán", Sonora. Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Boletín No. 79 p 50-76.
- Amaya M. R., 1970, Exploración geológico-minera en el proyecto El Alacrán. Tesis Profesional, IPN, 46p.
- Anders, E. and Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and Solar: *Geoch. et Cosmoch. Acta*, Vol. 53, p. 197- 214.
- Anderson, T., and Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora Megashear in the tectonic evolution of northern Sonora: *Geological Society Of America, Guidebook Geology of Northern Sonora; Field Trip No. 27*, pp. 59-68.
- Beane, R. E., and Titley, S. R., 1981, Porphyry Copper Deposits, Part II; Hidrotermal alteration and mineralization: *Economic Geology, 75th Anniversary Volume*, p. 235-269.
- Brown, P. E., 1998, Fluid Inclusion Modeling for Hydrothermal Systems. *Techniques in Hydrothermal Ore deposits geology. Review in Economic Geology*, Vol. 10, p. 151- .
- Bryant, D. G., 1968, Intrusive breccias associated with ore, Warren (Bisbee) mining district, Arizona: *Economic Geology*, Vol. 63, p. 1-12.
- Burnham, W. C., 1979. *Magmas and Hidrothermal Fluids. Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits. Second edition*, p. 71 – 91.

- Bushnell, S. E., 1988, Mineralization at Cananea, Sonora, Mexico, and the Paragenesis and Zoning of Breccia Pipes in Quartzofeldspathic Rock: in *Economic Geology*, Vol. 83, pp. 1760 – 1781.
- Campa, M. F., and Coney, P. J., 1982, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico in: *Canadian Journal Earth Science*. Vol. 20, p 1040 – 1051.
- Chiapa A., 1976, Informe geológico de la mina de cobre Los Pilares, distrito minero de Nacozari, Sonora, México. Cía. Minera Nacozari, SA de CV.
- Correa G. J., 1998, Exploración geológico-minera del prospecto El Alacrán, Municipio de Cananea, Sonora. Industrial Minera México S. A de C. V. Informe preliminar.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., and Clark, K. F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogenia. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, Vol. 5 núm. 2, p. 223-238.
- Damon, P. E, Shaffiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Coheme, J. J., 1983, El batolito Laramide (90-40 m.a.) de Sonora. *Memorias Técnicas XV Convención Nacional de la AIMMG, A.C., Guad. México*, p. 63-95.
- Damon, P. E., 1984, Batholith-Volcano Coupling in the metallogeny of Porphyry Copper Deposits, *Revista Inst. Geol. UNAM*.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., and Clark, K. F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Can. Jour. Earth Sci.* Vol. 20, No. 6, p. 1052-1071.

- De Cserna, Z., 1989, An outline of the geology of Mexico: in Bally, A. W., and Palmer, A. R., eds., Decade of North American Geology, Vol. A : The Geology of North America- An Overview, Geological Society of America, p. 233-264.
- Dean, D. A., 1975, Geology, alteration and mineralization of the Alacrán area, northern Sonora, Mexico. Master's thesis: Tucson, University of Arizona, 222 p.
- Durning, W. P., and Davis, J.D., 1978, The root-zone characteristics of porphyry copper deposits, in Proceeding of the porphyry copper symposium, Tucson, Arizona, March 18-20, 1976: Arizona Geological Society Digest, V. 11, p. 81-89.
- Esquivias, F. J., 1988, Fluid inclusión and geochemistry of intrusions related to porphyry copper deposits in northern Sonora, Mexico. Master's thesis: Tucson, University of Arizona, 112 p.
- Flores-Vasquez, I., Ochoa, L.L., Pérez, S. E., y Valencia, M.M., 2002. Caracterizaciones de las Brechas de Cuarzo-Turmalina en el Centro-Sur del Estado de Sonora, México, y su relación con los sistemas Pórfidos de Cobre. Rev. GEOMIMET, No. 239, p. 10-25.
- Fries, Carl, Jr., 1962, Reseña de la geología del Estado de Sonora con énfasis en el Paleozoico: Bol. Asoc. Méx. Geólogos Petroleros, Vol. 4, p. 257-273.
- Gastil, G. R., 1975, Plutonic zones in the peninsular ranges of southern California and northern Baja California: in Geology, No. 7, p. 361-363.

- González, L. C., McIntosh, W. C., Lozano, S. R., Valencia, M. M., Amaya, M. R., y Rodríguez, C. J. 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north - central Sonora (Arizpe-Bacanuchi Quadrangles), northwest Mexico. G.S.A. Bulletin; v.112; No. 4, p. 600-610.
- Haas, J. L., Jr., 1971, The Effect of Salinity on the Maximum Thermal Gradient of a hydrothermal System at Hydrostatic Pressure. Economic Geology, Vol. 66, pp. 940-946.
- Hedenquist, J. W., y Richards, J. P., 1998. The Influence of Geochemical Techniques on the Development of Genetic Models for Porphyry Copper Deposits.
- Le Maitre, R. W., 1989, A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford.
- Lowell, J. D., 1974, Regional characteristics of porphyry copper deposits of the southwest: Economic geology, Vol.69, p. 601-617.
- Lowell, J. D. and Guilbert, J. M., 1970, Lateral and vertical alteration zoning in porphyry copper deposits: Economic Geology, Vol. 65, p. 373-408.
- McDowell, F. W., Roldán, Q. J., and Connelly, J. N., 2001, Duration of Late Cretaceous - early Tertiary magmatism in east - central Sonora, Mexico: G.S.A Bulletin, v. 113; No. 4; p. 521-531.
- Meinert, L. D., 1982, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico: Economic Geology, Vol. 77, p. 919 - 949.

- Mulchay, B. R., and Velasco, R., 1954, Sedimentary rocks at Cananea, Sonora, Mexico, and tentative correlation with the sections at Bisbee and the Swisshelm Mountains, Arizona: Mining Engineering, Vol. 6, p. 628-632.
- Nash, T. J., 1976, Fluid – Inclusion Petrology – Data from Porphyry Copper Deposits and Applications to Exploration: in Geology and Resources of Copper Deposits, Geol. Surv. Prof. Paper 907 – D, pp.15.
- Ochoa, L., y Echavarrl, P., 1978, Observaciones preliminares sobre la secuencia de las intrusiones hipabisales en el Tajo Colorado-Veta del distrito minero de Cananea. Bol. Depto. Geol. UNISON. Vol. 1, No. 1 p. 57-60.
- Pérez-Segura E., 1985, Carta metalogenética de Sonora, escala 1:250,000. Una interpretación de la metalogenia de Sonora: Dirección de Minería Geología y Energéticos del Gobierno de Estado de Sonora, Publicación No. 7, 65 p.
- Ransome, F. L., 1904, Geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 21, 168 p.
- Rehig, W. A., and Heidrick, T. L., 1976, Regional tectonic stress during the Laramide and late Tertiary intrusive periods, Basin and Range province, Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. X, p. 205-229.
- Richards, J. P. and Noble, S. R., 1999. Application of Radiogenic Isotope System to the Timing and Origin of Hydrothermal processes. Review in Economic Geology, Vol. 10, p. 222-223.

- Roedder, E., 1971, Fluid inclusions evidence on the environment of formation of mineral deposits of the Southern Appalachian Valley: *Economic Geology*, Vol. 66, p. 777-791.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions: Review in *Mieralogy*, Vol. 12 pp. 439 – 471.
- Roldán, Q. J., 1982, Evolución tectónica del Estado de Sonora. Univ. Nac. Autón. México, *Inst. Geología, Revista*, Vol. 5, No. 2, p. 178 - 185.
- Roldán, Q. J., 2000. La Subducción Cretácico Tardío-Terciario en el Noroeste de México, y su mineralización asociada. III Seminario Minero Sonora 2000, Asoc. Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Distrito Sonora; Programa, Resúmenes s/p.
- Rollinson, H., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Longman Singapore Publisher Ltd., Singapore, 352 p.
- Saegart, W. E., Sell, J.D., and Kilpatrick, B. E., 1974, Geology and Mineralization of La Caridad Porphyry Copper Deposit, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, Vol. 69, p. 1060 – 1077.
- Sedlock, R. L., and Ortega G. F., 1993, Tectonostratigraphics terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geol. Soc. Amer.*, Spec. Paper No. 278, 153 p.
- Sherkenbach, D. A., Sawkin, F. J., and Seyfried, W. E., Jr., 1985, Geologic, fluid inclusion, and geochemical studies of the mineralized breccias at Cumobabi, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, Vol. 80, p. 1566-1592.

- Sillitoe, R. H., 1975. Subduction and porphyry copper deposits in southwestern North America – a reply to recent objections: *Economic Geology*, Vol. 70, p. 1474-1477.
- Sillitoe, R.H., 1976, A reconnaissance of the Mexican Porphyry Copper Belt: *Inst. Min. Metl*; Vol. 85. pp. B170-B189.
- Silver, L. T., and Anderson, T. H., 1974, Possible left – lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America craton margin: *Geological Society of America Abstract with Programs*, Vol. 6, p.956.
- Staude G. J., and Barton D. M., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern Mexico. *GSA Bulletin*, Vol. 113, No. 10, p. 1357 – 1374.
- Titley, S. R., and Beane, R. E., 1981, Porphyry Copper Deposits Part I. Geologic setting, petrology, and tectogenesis: *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 214-235.
- Valentine, W. G., 1936, Geology of the Cananea mountains, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 47, p. 53-86.
- Wodzicki, W. A., 1995, The evolution of Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea district, Sonora, Mexico. Thesis Doctoral, University of Arizona, 183 p.
- Wright, A. E., and Bowes, D. R., 1963, Classification of volcanic breccias: A discussion: *Geol. Soc. America Bull.*, Vol. 74, p. 79-86.

I. Mediciones de temperaturas de las inclusiones fluidas.

Valores para histograma			Valores para histograma		
Muestra B9-209.0 m.			Muestra B14-223.0 m.		
Valores ordenados en forma creciente	Temp.°C	Frecuencia	Valores ordenados en forma creciente	Temp.°C	Frecuencia
280					
330	190	0	340	200	0
350	200	0	350	210	0
360	210	0	350	220	0
360	220	0	360	230	0
360	230	0	370	240	0
360	240	0	370	250	0
360	250	0	390	260	0
370	260	0	400	270	0
370	270	0	400	280	0
370	280	1	460	290	0
370	290	0	480	300	0
370	300	0	490	310	0
380	310	0	490	320	0
380	320	0	490	330	0
380	330	1		340	1
380	340	0		350	2
380	350	1		360	1
390	360	5		370	2
390	370	5		380	0
400	380	5		390	1
400	390	2		400	2
400	400	3		410	0
410	410	2		420	0
410	420	2		430	0
430	430	1		440	0
440	440	1		450	0
Promedio = 377		<u>29</u>		460	1
		Total de datos 29		470	0
				480	1
				490	3
				500	0
				510	0
				530	0
				540	0
			Promedio = 410	Total de datos 14	

Valores para histograma		Frecuencia
Muestra B18-35.0 m.		
Valores ordenados en forma creciente Temp. °C		
300	300	1
310	310	2
310	320	0
340	330	0
350	340	1
350	350	2
360	360	1
370	370	1
390	380	0
440	390	1
450	400	0
480	410	0
490	420	0
	430	0
	440	1
	450	1
	460	0
	470	0
	480	1
	490	1

Promedio = 380
Total de datos 13

Valores para histograma		Frecuencia
Muestra B16-180.0 m.		
Valores ordenados en forma creciente Temp. °C		
360	360	2
360	370	1
370	380	0
430	390	0
460	400	0
530	410	0
	420	0
	430	1
	440	0
	450	0
	460	1
	470	0
	480	0
	490	0
	500	0
	510	0
	520	0
	530	1

Promedio = 418
Total de datos = 6