



UNIVERSIDAD DE SONORA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



7.668

TESIS DE LICENCIATURA

**“ESTUDIO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE LA MINA
EL CRESTÓN, MPIO. DE OPODEPE, SONORA”**

Como requisito parcial para obtener el grado de Geólogo

Presenta:

Raúl Ernesto Lugo Zazueta



Hermosillo, Sonora, México

Febrero del 2003

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



BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES

NOMBRE DE LA TESIS:

**"ESTUDIO GEOLÓGICO DEL AREA DE LA MINA EL CRESTON,
MPIO. DE OPODEPE, SONORA".**

NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

RAUL ERNESTO LUGO ZAZUETA

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 Geólogo en la Universidad de Sonora.

ING. RICARDO AMAYA MARTINEZ

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 Geólogo 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 Geólogo en la Universidad de Sonora.

DR. MARTIN ANDRES VALENCIA MORENO

60 AÑOS GENERANDO FUTURO, GENERANDO SABER

ATENTAMENTE

"EL SABER DE MIS HIJOS HARA MI GRANDEZA"

GEOL. J. ISMAEL MINJAREZ SOSA
Jefe de Departamento



Agradecimientos

Quiero expresar mi agradecimiento a mis asesores Dr. Martín Valencia M. y Dr. Lucas Hilario Ochoa Landín por apoyarme en todo momento en la elaboración de este trabajo de tesis. También al Ing. Ricardo Amaya quien amablemente contribuyó aportando sus sugerencias y comentarios desde el inicio de este trabajo.

A todo el personal del Instituto de Geología de UNAM (ERNO), por haberme brindado la oportunidad de usar sus instalaciones y laboratorios. En especial a quien fungió como jefe de la Estación Dr. Carlos M. Gonzalez, y al jefe actual Dr. Thierry Calmus. También al Quim. Pablo Peñaflor E. por su asesorías y apoyo para el uso del laboratorio que tiene a su cargo en la Estación. Al Lic. Luis Terán P. por asistencia durante la elaboración de material para petrografía.

También quiero dar especial agradecimiento a los estudiantes de maestría del Instituto de Geología, por sus comentarios y sugerencias. Y mi agradecimiento al Geol. Aristeo Núñez O, por su gran apoyo durante la elaboración de esta tesis.

Y a todos aquellos que de alguna u otra forma me apoyaron durante mi estudios. A todos ellos les agradezco enteramente su apoyo.





I.- RESUMEN

II.- INTRODUCCION.....	1
II.1) Localización y vías de acceso.....	2
II.2) Trabajos previos.....	2
II.3) Objetivos.....	5
III.- MARCO GEOLOGICO REGIONAL.....	6
III.1) Precámbrico.....	6
III.2) Paleozoico.....	7
III.3) Mesozoico.....	8
III.4) Cenozoico.....	9
IV.- MARCO TECTONICO.....	14
V.- GEOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO.....	18
V.1) Rocas precámbricas ígneo-metamórficas.....	18
V.2) Secuencia sedimentaria neoproterozoica.....	22
V.3) Rocas intrusivas y cuerpos hipabisales laramídicos.....	25
V.3.1) Granodiorita.....	25
V.3.2) Pórfido riolítico.....	27
V.3.3) Diorita de grano fino.....	30
V.3.4) Pórfido de cuarzo-feldespato.....	31
V.4) Rocas volcánicas cenozoicas.....	33
V.5) Depósitos clásticos de relleno de valles y aluviones.....	34
VI.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	35
VI.1) Deformación dúctil.....	35
VI.2) Fallas.....	35
VI.3) Brechas.....	37
VI.4) Plegamiento.....	38
VII.- ALTERACION Y MINERALIZACION.....	39
VII.1) Alteración potásica.....	39
VII.2) Alteración propilítica.....	43
VII.3) Alteración filica.....	44
VII.4) Alteración argílica.....	47
VII.5) Silicificación.....	47
VII.6) Mineralización.....	48
X.- DISCUSION.....	52
XI.- CONCLUSIONES.....	57

ANEXO I: PETROGRAFIA

INDICE DE FIGURAS

Figura 1:	Plano de localización del área de estudio.....	3
Figura 2:	Plano geológico regional simplificado.....	11
Figura 3:	Sección geológica regional.....	12
Figura 4:	Columna geológica regional	13
Figura 5:	Plano geológico del área de estudio.....	19
Figura 6:	Fotomicrografía de filita.....	22
Figura 7:	Sección geológica A-A' del área de estudio.....	24
Figura 8:	Fotomicrografía de granodiorita.....	26
Figura 9:	Fotomicrografía de pórfido riolítico.....	28
Figura 10:	Fotomicrografía de pórfido riolítico.....	29
Figura 11:	Fotomicrografía de pórfido riolítico.....	29
Figura 12:	Fotomicrografía de diorita de grano fino.....	31
Figura 13:	Columna geológica del área de estudio.....	34
Figura 14:	Sección esquemática del cerro El Crestón (Leon y Miller, 1981).....	38
Figura 15:	Plano de alteración del área de estudio.....	40
Figura 16:	Fotomicrografía de la alteración potásica.....	42
Figura 17:	Fotomicrografía de alteración potásica (recristalización).....	42
Figura 18:	Fotomicrografía de alteración filica.....	46
Figura 19:	Fotomicrografía de alteración filica.....	46

INDICE DE TABLAS

Tabla 1	Etapas de mineralización.....	51
Tabla 2	Eventos geológicos más representativos del área de estudio.....	56



I.- RESUMEN



En el área de la mina El Crestón, municipio de Opodepe, afloran rocas del Precámbrico y del Cenozoico. Rocas asignadas al Proterozoico Medio están representadas por un complejo ígneo-metamórfico constituido por gneis, granito porfídico, un intrusivo granítico localmente deformado, denominado como Granito Crestón y filita; esta última sobreyace en discordancia al gneis y Granito Crestón, cuya edad Proterozoica ha sido confirmada por el método U/Pb en circones. Sobre estas rocas se depositó una secuencia asignada al Proterozoico Tardío, la cual puede ser correlacionable con el Grupo La Palma descrito para la región de Cerro de Oro, al poniente de Rayón, así como también en la porción suroeste de Opodepe. Estas unidades están intrusionadas por una serie de cuerpos plutónicos laramídicos de composición esencialmente granodiorítica variando a cuarzomonzonítica, cuerpos hipabisales caracterizados por un pórfido riolítico, una diorita de grano fino; y por último un pórfido de cuarzo-feldespato. En general el área de El Crestón presenta un metasomatismo potásico temprano, que está asociado al emplazamiento de la granodiorita, así como zonas con alteración propilítica y alteración filica con sericita de grano fino. El pórfido de cuarzo-feldespato es de gran importancia ya que se considera el promotor de la mineralización de molibdeno, fechada en 53 Ma por el método Re/Os en molibdenita, generando también las estructuras brechoides y el desarrollo de vetillas de cuarzo acompañadas de sulfuros con molibdenita. Megascópicamente se han identificado 5 etapas de mineralización asociadas al pórfido de cuarzo-feldespato, esto en base al estudio de las vetillas. Este intrusivo se caracteriza por presentar una alteración filica con sericita de grano grueso. La evolución estructural del área de estudio es bastante complicada, se tiene una deformación precámbrica compleja, observada en las unidades del complejo ígneo-metamórfico. Las unidades terciarias son afectadas por fallamiento normal con una

orientación general NW-SE, sobreponiéndose un fallamiento normal post-mineral con la misma orientación pero de bajo ángulo, con desplazamiento de bloques que segmentan el cuerpo mineralizado del prospecto El Crestón.



BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES

tectónica de margen convergente de placas, ocurrida durante el Cretácico Tardío-Terciario temprano. Este evento a su vez es el principal responsable de la mineralización en esta porción de México, la cual está caracterizada por el desarrollo de yacimientos tipo pórfido de cobre-molibdeno.

II.- INTRODUCCIÓN



Una gran cantidad de yacimientos minerales se conocen en la actualidad en el Estado de Sonora. La mayoría de ellos se encuentran asociados a intrusiones que parecen ser responsables de su origen. Destacan los tipo skarn, brechas y yacimientos tipo pórfido de cobre-molibdeno. Los yacimientos tipo pórfido de cobre hacen destacar a la entidad en la producción nacional de cobre y otros metales, por lo que su estudio, exploración y explotación son parte importante dentro de la actividad geológica-minera del Estado. El magmatismo Laramide 90-40 Ma (Damon *et al.*, 1983), como se ha denominado a la serie de intrusiones que se incluyen dentro de este rango en el NW de Sonora, es producto de una tectónica de margen convergente de placas, ocurrida durante el Cretácico Tardío-Terciario temprano. Este evento a su vez es el principal responsable de la mineralización en esta porción de México, la cual está caracterizada por el desarrollo de yacimientos tipo pórfido de cobre-molibdeno.

Regionalmente el área del cerro El Crestón se encuentra dentro de este marco tectónico y ha sido afectada por alteración hidrotermal típica de un ambiente de pórfido cuprífero, por lo que se puede incluir dentro de este contexto. La información generada a partir del estudio de varios depósitos de este tipo a lo largo de la margen oeste de Norteamérica considera al área de estudio dentro de una franja de yacimientos con cantidades significativas de molibdeno, asociados a cuerpos intrusivos de composición granodiorítica a cuarzomonzonítica (Westra and Keith, 1981). Por lo anterior, la exploración por molibdeno y cobre en un ambiente tipo pórfido tiene gran sustento a nivel regional y se verá beneficiada por estudios a detalle enfocados en determinar las características petrográficas y mineralógicas; tanto de las rocas magmáticas, como de las rocas preexistentes involucradas en el proceso mineralizante.

II.1) Localización y vías de acceso

El área de estudio abarca 35 km² aproximadamente, y se localiza en la porción centro norte del Estado de Sonora, a unos 140 km al noreste de la ciudad de Hermosillo (Figura 1). Esta comprendida dentro de las coordenadas geográficas 29°51'26'' y 29°54'19'' latitud Norte y 110°37'29'' y 110°42'00'' longitud Oeste, en el municipio de Opodepe en Sonora. Localmente, el área de estudio se ubica a unos 7 km al suroeste del poblado de Opodepe, al costado oeste del río San Miguel.

El principal acceso es desde la ciudad de Hermosillo, por la carretera estatal número 15 rumbo al poblado de Ures. De ahí posteriormente se toma un camino de terracería hacia el norte, el cual generalmente se encuentra en buenas condiciones, que comunica los poblados de Ures, Rayón y Opodepe. El acceso a la zona mineralizada El Crestón es un camino de terracería en malas condiciones a aproximadamente 2.5 km hacia el oeste del río San Miguel.

II.2) TRABAJOS PREVIOS

A mediados del siglo pasado y durante la década de los 70-80's, en el área de estudio se han realizado algunos trabajos, principalmente de exploración por algunas compañías mineras, tendientes a evaluar el potencial económico del área El Crestón. La gran cantidad de información generada durante este tiempo ha quedado en informes y reportes internos de las compañías, por lo que es difícil disponer de ella.

Parte de esta información ha sido sintetizada y presentada por Leon y Miller (1981), quienes realizaron un trabajo descriptivo detallando el área mineralizada, enfocándose en determinar cambios de alteración y mineralización en superficie y a profundidad, basándose en la descripción de barrenos a diamante. En su trabajo destaca la presencia de un techo

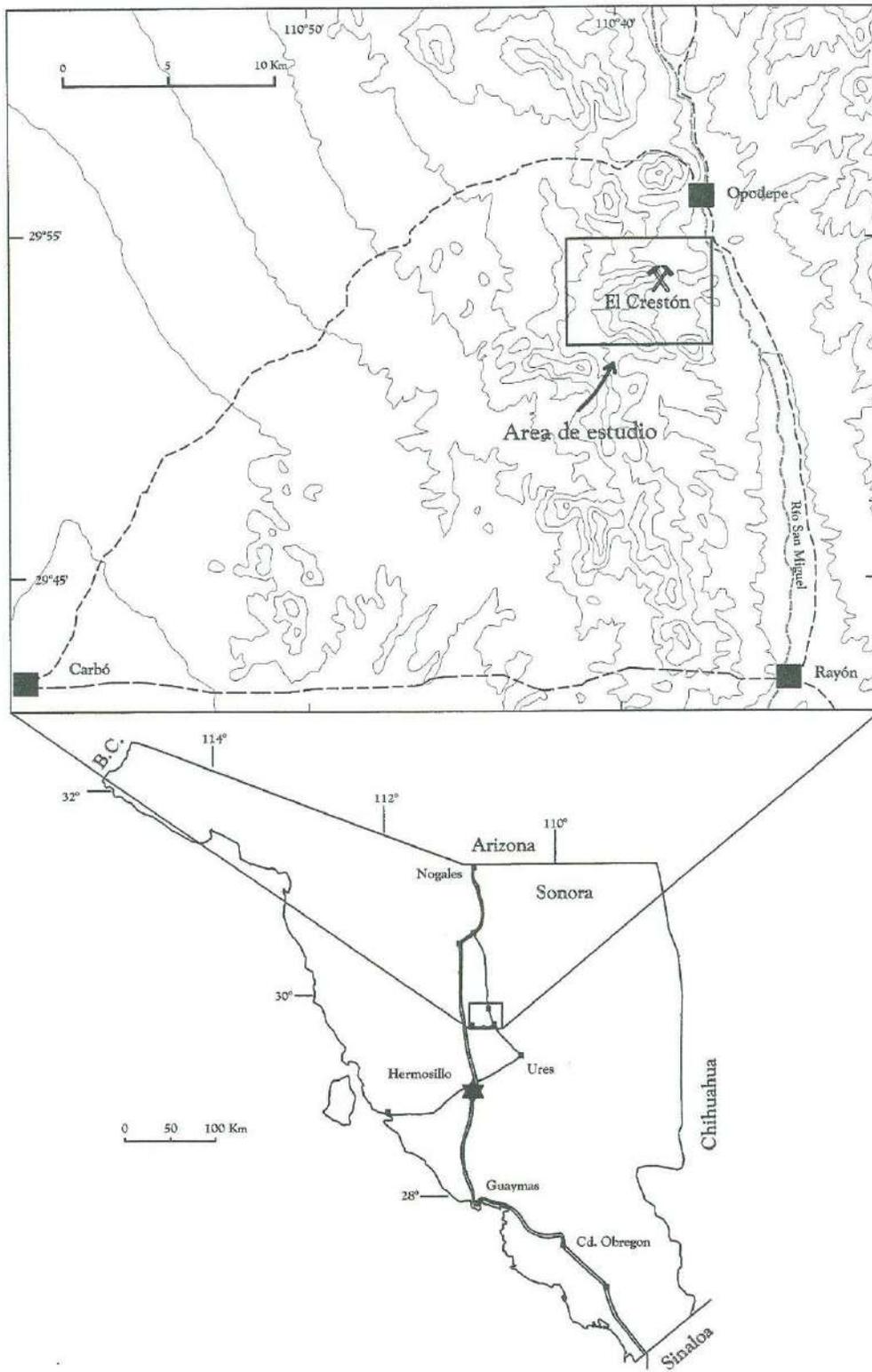


Figura 1. Plano de localización del área de estudio, se detalla los dos diferentes accesos para llegar al área. El área de estudio se detalla en el recuadro superior.

colgante compuesto de un complejo de rocas metamórficas que descansan sobre rocas batolíticas de diferenciadas edad Terciario, y fallamiento de bajo ángulo que desplaza al depósito, cuya mineralización esta hospedada principalmente en un sistema de vetillas tipo *stockwork* y en estructuras brechoides.

En otros trabajos desarrollados a semidetalle cerca del área de estudio, se incluye la cartografía escala 1:50,000 de la carta Opodepe realizada por Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro(1989), donde denominan como Conjunto Opodepe a las rocas precámbricas ígneas y metamórficas, y correlacionan a rocas sedimentarias asignándolas también al Precámbrico como el Grupo La Palma. La anterior litología se presenta como techos colgantes sobre rocas intrusivas Laramídicas.

El Consejo de Recursos Minerales (1999b) realizó la cartografía geológico-minera escala 1: 50,000 de la carta Opodepe, en la cual aparte de la litología, hace la descripción de las obras mineras y realiza muestreo en ellas. Presenta al área del cerro El Crestón como una zona de greissenización y propone como un ambiente tipo pórfido a los prospectos mineros del área de estudio.

II.3) OBJETIVOS

Para el presente trabajo se plantearon los siguientes objetivos:

- 1.- Establecer la distribución en tiempo y espacio de las distintas unidades litológicas que afloran en el área de estudio.
- 2.- Analizar petrográficamente las distintas unidades litológicas que se presentan en el área y sus tipos de alteración asociadas.
- 3.- Obtener datos estructurales para determinar las tendencias de fallamiento y fracturamiento imperantes, que permitan a establecer un marco tectónico para los eventos estructurales.
- 4.- Estudiar la mineralización de Mo-Cu asociada al emplazamiento de cuerpos intrusivos y su relación con los eventos de alteración.

Para lograr dichas metas se realizó un trabajo de cartografía escala 1:25,000 utilizando un mapa base generado con análisis fotogeológico y recopilación bibliográfica. El trabajo de campo consistió en caminamientos, con el objeto de verificar los contactos del mapa base poniendo especial énfasis en la descripción en la secuencia de cuerpos intrusivos y de las etapas de alteración y mineralización. También se realizó muestreo sobre estos los cuerpos intrusivos y de la alteración para estudios petrográficos a detalle.



III.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La región centro-noroeste del Estado de Sonora ha estado expuesta a diferentes eventos geológicos, estratigráficos y tectónicos, que se relacionan con el emplazamiento de intrusivos, depositación de sedimentos, deformación y metamorfismo de rocas pre-existentes, mismos que dificultan en forma sustancial la visualización e interpretación geológica en muchos lugares de esta región. Sumándose a todo esto, se tiene el efecto de los distintos eventos hidrotermales que generan distintos tipos de alteración los cuales oscurecen aún más este escenario geológico. Aunado a lo anterior las implicaciones estructurales de una tectónica distensiva reciente, que imprime la morfología actual en esta porción del estado de Sonora. La distribución de las distintas unidades geológicas se muestra de manera simplificada en la figura 2.

III.1) Precámbrico

En el porción norte de Sonora se encuentran expuestas rocas precámbricas que pertenecen al basamento cristalino de Norteamérica. En esta región las rocas precámbricas han sido divididas en dos grupos principales, el primero está constituido por rocas ígneas y metamórficas de edad Proterozoico Temprano y Medio; el segundo consiste de rocas clásticas y carbonatadas del Proterozoico Tardío. Las rocas ígneas consisten en granito, granodiorita, pegmatita y metariolita. En la parte centro-este de Sonora (Figura 2), las rocas precámbricas están representadas por gneis, esquisto, cuarcita y anfibolita, que constituyen el basamento cristalino en esta región y han sido correlacionadas con rocas similares que afloran en la región de Opodepe, a las que se les ha atribuido una edad correspondiente al Proterozoico Inferior por Rodríguez-Castañeda (1996). Las rocas correspondientes al Proterozoico Medio, representadas por un granito porfídico deformado localmente,

muestran exhibiendo texturas tipo augen gneis milonítico y ortogneis cuarzofeldespático de biotita. Estos granitoides son a su vez intrusionados por rocas graníticas, también de edad Precámbrico, que de acuerdo con sus características texturales y mineralógicas pueden ser correlacionables con el Granito Aibó de 1,100 Ma (Rodríguez-Castañeda, 1996).

Sobreyaciendo a las rocas precámbricas mas antiguas, existe una secuencia de rocas sedimentarias compuesta por arenisca, ortocuarcita cuarzo-feldespática, con alternancias de conglomerados pasando a lodolita y dolomía, con presencia de estromatolitos y que se le asigna una edad Proterozoico Superior. (Rodríguez-Castañeda, 1996; Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro, 1989; Stewart, *et al.*, 1984)

III.2) Paleozoico

Al oriente de Carbó y en la sierra de Aconchi, se presentan estratos de caliza y arenisca del Paleozoico, conformando techos colgantes sobre cuerpos intrusivos terciarios. Durante el Paleozoico se presenta casi nula actividad tectónica que permitió la sedimentación de potentes secuencias carbonatadas, por lo que rocas de esta edad afloran en gran parte del centro-este de Sonora, manifestándose actualmente como aislados afloramientos de caliza y arenisca de posible edad Cámbrico, que fueron depositadas en un ambiente de plataforma (Stewart, *et al.*, 1990). Por lo general, estas rocas han sido fuertemente afectadas por procesos metasomáticos asociados con el emplazamiento de extensos cuerpos intrusivos de edad perteneciente al Terciario, dando lugar a la formación de cuerpos de skarn y mármol, generalmente manifestados en forma de techos colgantes dentro de estos mismos cuerpos ígneos. Esto es particularmente claro en la zona minera de El Jaralito, al oriente del área de estudio (Roldán-Quintana, 1991) (Figura 2).

III.3) Mesozoico

Rocas de edad Jurásico Inferior estudiadas en el área de Tuape sobreyacen discordantemente a las rocas anteriormente descritas, y están representadas por una secuencia del tipo vulcanosedimentaria que alcanza más de 3450 m de espesor (Rodríguez-Castañeda, 1988). Y esta está constituida por lutitas negra, arenisca, caliza, conglomerado, toba y flujo andesítico.

Durante el Cretácico prevaleció un ambiente que varía de continental-fluvial a marino somero, en gran parte del norte-noreste y centro-este de Sonora, (González-León y Jacques-Ayala, 1988; Monreal-Saavedra, 1994) que dió lugar al depósito de secuencias que consisten principalmente de limolita, lodolita, arenisca, caliza fosilífera y conglomerado. El Cretácico en el área Cerro de Oro al sur de Rayón (Figura 2), está representado por el Grupo Bisbee compuesto de caliza arrecifal y lutita, representando un ambiente continental lacustre y fluvial.

Sobreyaciendo discordantemente a las rocas sedimentarias, descritas líneas arriba, se tiene en esta parte centro-este del Estado, una secuencia asignada al Cretácico Superior-Terciario inferior constituida por rocas volcánicas representadas por lava, aglomerado y brecha de composición dacítica a andesítica, con intercalaciones de arenisca y con horizontes de caliza del Cretácico Superior correlacionable con la Formación Tarahumara (McDowell, *et al.*, 2001). Esta secuencia está expuesta en el margen este y oeste del río San Miguel de Horcasitas (Figura 2).

III.4) Cenozoico

Durante el Cretácico Superior-Terciario inferior (Eoceno) se emplazaron cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas, variando en su composición de granito y granodiorita principalmente a cuarzomonzonta y diorita. La importancia del estudio de estos granitoides, radica en su interés en geología económica, dada su asociación en espacio y tiempo con varios tipos de yacimientos minerales en esta parte del Estado. Quizá el mejor ejemplo es el cinturón de pórfidos de cobre que cruza por el área de estudio en dirección NW-SE. Al oriente del área de estudio se localizan además varias zonas mineralizadas asociadas a los batolitos de El Jaralito y Aconchi (Roldán-Quintana, 1991), así como al stock riolítico de San Felipe (Calmus, *et al.* 1996).

Los batolitos El Jaralito y Aconchi son los que mejor han sido estudiados en esta porción de Sonora. El Jaralito es un cuerpo ígneo que cubre una superficie de más de 750 km², conformado por granito y monzogranito, pasando a una composición granítica mas uniforme en sus periferias (Richard, 1991). Su edad varía de 51 a 69 Ma (Mead, 1982; Roldán-Quintana, 1991) y de acuerdo a estudios petrográficos y geoquímicos, sugieren una fuente magmática calcoalcalina asociada a una zona de subducción (Damon, *et al.*, 1983; Richard *et al.*, 1991). El batolito de Aconchi tiene una edad de 36 ± 0.7 Ma (Roldán-Quintana, 1979), y aflora al noreste de El Jaralito; cubre una superficie de alrededor de 200 km², y consiste exclusivamente de una roca de composición granítica del tipo alcalino, en el cual resalta la presencia de muscovita primaria y granate rojo (Roldán-Quintana, 1991). El *stock* porfídico San Felipe, aflora casi exclusivamente en la región de San Felipe de Jesús, al poniente del poblado del mismo nombre (Figura 2) y consiste de un pórfido riolítico, cuya característica es la presencia de fenocristales de cuarzo de forma amiboidal. La edad

para este cuerpo intrusivo, de acuerdo a un fechamiento K/Ar, es de 50.47 ± 1.66 Ma. (Roldán-Quintana, 1976). Gran parte de la mineralización en el distrito de San Felipe esta relacionada con esta intrusión (Calmus, *et al.* 1996).

Durante el Oligoceno se depositó discordantemente, una secuencia volcánica constituida por intercalaciones de flujo y toba de composición riolítica, seguida de una secuencia constituida por arenisca arcillosa y conglomerado bien estratificado pero poco consolidado, con algunos derrames de basalto, correspondientes al Mioceno, conocida como Formación Báucarit del Mioceno (Dumble, 1900; King 1939). Durante el Terciario tardío se presentan flujos de basalto y toba riolítica, que cubren discordantemente a las rocas terciarias.

Finalmente, existe una unidad de conglomerado polimíctico mal consolidado, así como depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario, que cubren a la Formación Báucarit y en algunas localidades también a las rocas de edad pre-Terciario.

La Figura 4 corresponde a la columna geológica simplificada de esta porción del Estado que se muestra en el plano geológico regional (Figura 2). En esta se muestran las diferentes relaciones litológicas de las unidades descritas líneas arriba.

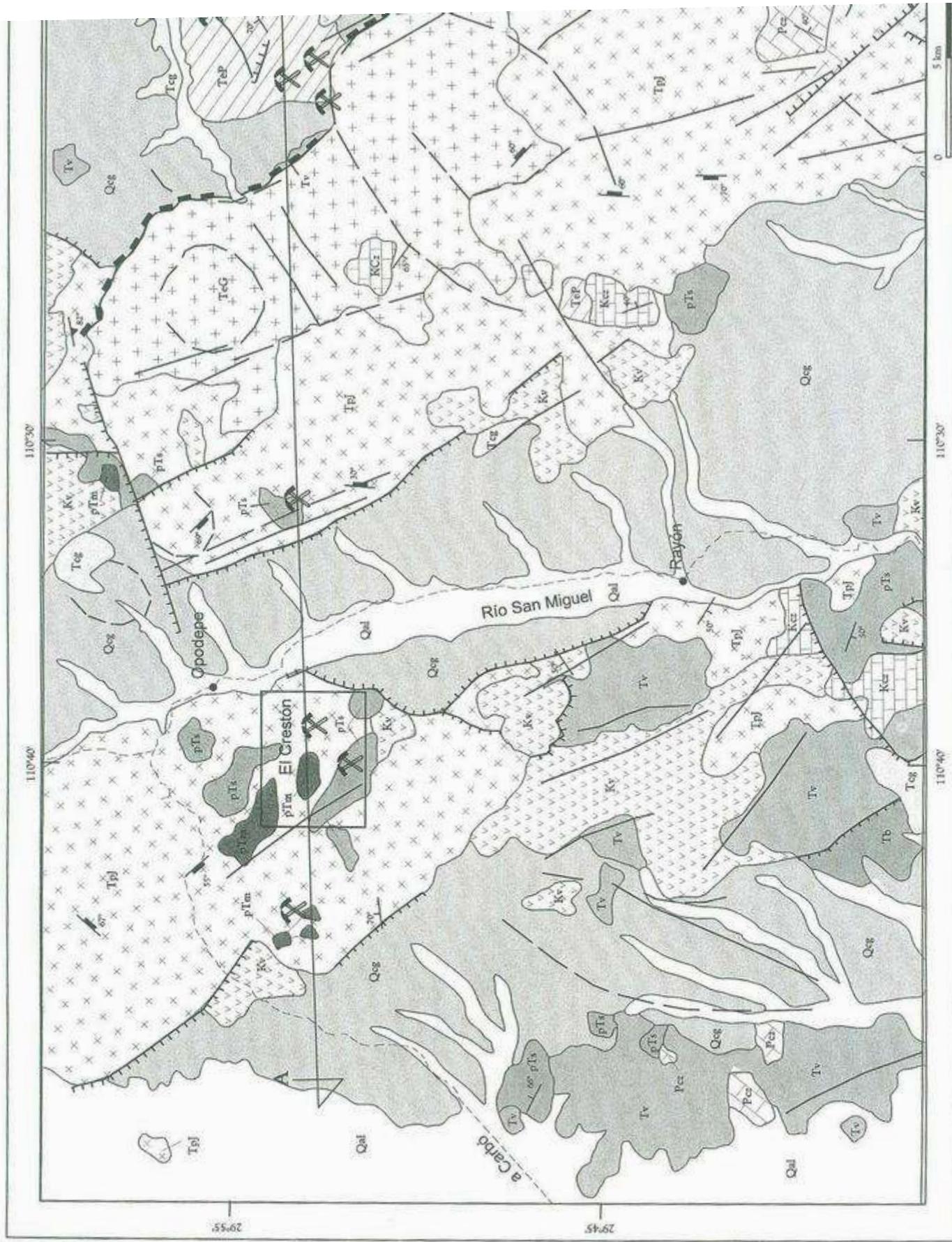


Figura 2. Plano geológico regional. (Modificado de CRM, 1999)

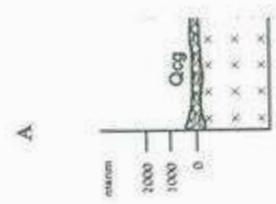


Figura 3. Sección g
constituyen la may
terciarias (Modific

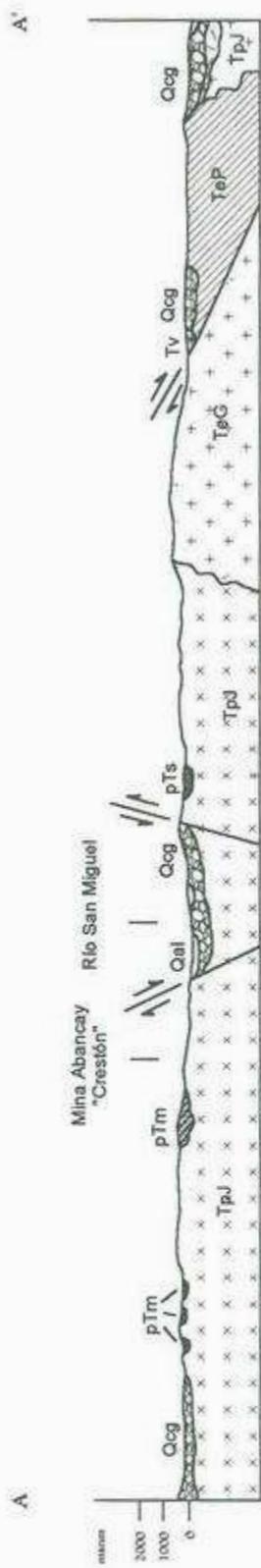


Figura 3. Sección geológica regional simplificada, donde se muestra como los intrusivos laramídicos y el batolito de Aconchi (TeG) constituyen la mayor parte de la litología de la región, intrusionando a las unidades pre-intrusivas y sobreyacidos por rocas volcánicas terciarias (Modificada de CRM, 1999). Línea de sección y nomenclatura mostrada en figura 2.

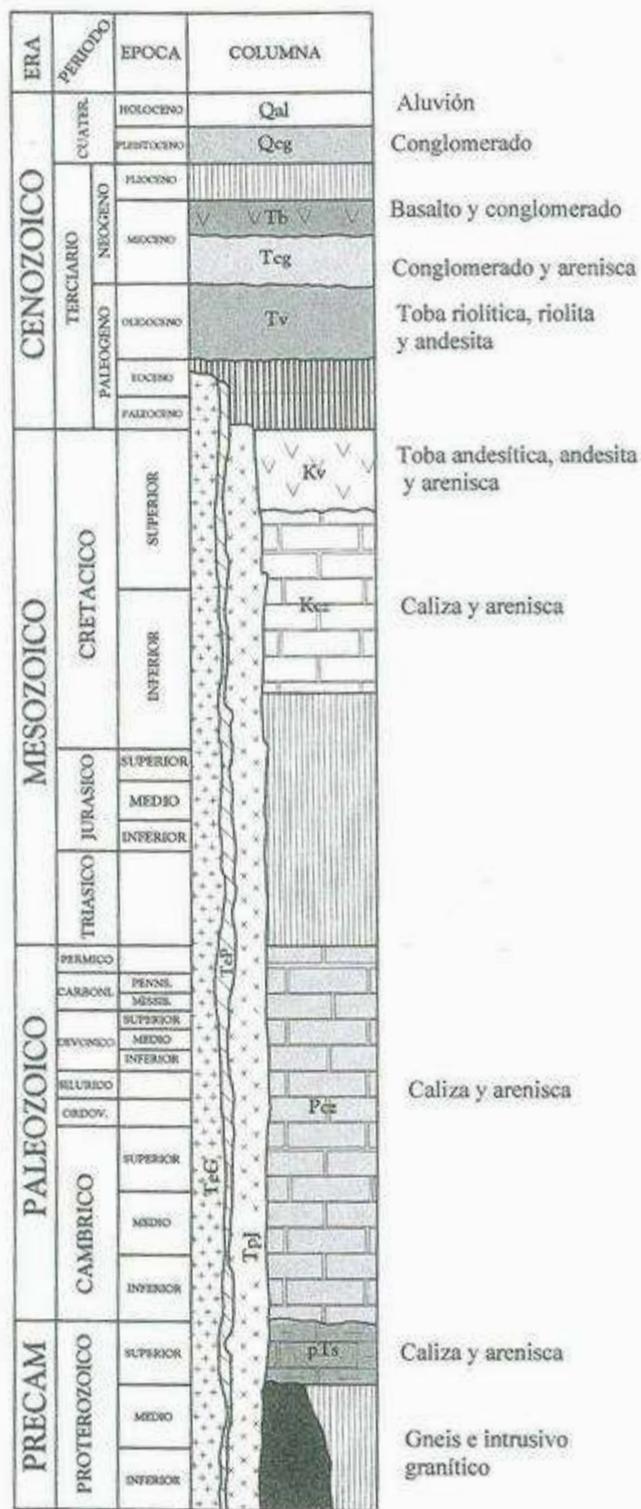


Figura 4. Columna geológica regional simplificada. Se muestra la litología descrita en el capítulo II, donde destacan los tres diferentes intrusivos que han sido descritos en las regiones próximas a Opodepe y San Felipe, descritos por Roldán-Quintana (1996). (Modificada de CRM, 1999). Misma nomenclatura que la figura 2.

IV.- MARCO TECTÓNICO

Dentro de los eventos tectónicos que dejaron impresa su influencia en la litología y las estructuras de la región, destacan la deformación compleja ocurrida en el Precámbrico; la subducción de la placa Farallón a lo que se le atribuye el magmatismo Larámide y finalmente, el Terciario está caracterizado por la extensión *Basin and Range*.

Pequeños afloramientos a nivel regional de rocas precámbricas, se presentan en forma de techos colgantes sobre intrusivos batolíticos cenozoicos (Figura 3). Esta litología consiste de rocas metamórficas e intrusivas que constituyen el basamento cristalino de la región, descrito así por Rodríguez-Castañeda (1996) al este de Opodepe, y se le puede asignar un rango de entre 1.7 a 1.1 Ga (ver Figura 2). La deformación precámbrica que registra esta litología consistió en un metamorfismo del tipo esquistos verdes, y ha sido correlacionada con la de la región de Caborca. Del mismo modo, en localidades próximas al área de estudio, afloran rocas metamórficas descritas dentro del Conjunto Opodepe, por Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro (1989), registran una metamorfismo fechado en 1650 Ma (Anderson en Rodríguez-Castañeda 1996).

Asignada al Precámbrico Superior, se tiene una secuencia de rocas sedimentarias, constituidas principalmente por ortocuarcita, arenisca y lutita, que tentativamente sobreyacen en discordancia a las rocas precámbricas ígneo-metamórficas, como en la parte superior del cerro Colorado (ver Figura 5) y también se presentan como techos colgantes sobre rocas batolíticas laramídicas. Estos sedimentos fueron depositados en un ambiente costero de playa, de acuerdo con sus características de estructuras sedimentarias (Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro, 1989) y ha sido correlacionado con rocas de la región de Caborca, que poseen estromatolitos, asignándoles una edad del Proterozoico Tardío (McMenamin, 1982).



Durante el Paleozoico, se presenta casi nula actividad tectónica, siendo un margen pasivo, que permitió la depositación de potentes secuencias carbonatadas, como se describe en el capítulo II, donde esta litología consiste básicamente en caliza y arenisca. Estas rocas se presentan como techos colgantes sobre intrusivos laramídicos, a aproximadamente 20 km al sur del poblado de San Felipe de Jesús, donde esta litología consiste de facies de plataforma que contienen fósiles como corales, crinoides y fusulinidos (Roldán-Quintana y Clark, 1992).

Para el Mesozoico tenemos que durante el Cretácico Temprano se deposita una secuencia sedimentaria que consiste de caliza arrecifale, lutita y arenisca, siendo denominadas como Grupo Bisbee, donde se describe el ambiente deposicional para esta litología como marino (González-León y Jacques-Ayala, 1988). Secuencias asignadas a este grupo, se presentan al suroeste de Rayón a aproximadamente 8 km y también al este en la Sierra Los Locos (Figura 2).

Para el Cretácico Tardío se inicia la subducción Larámide y se tiene una secuencia vulcanosedimentaria, que sobreyace en discordancia a los estratos del Cretácico Temprano (Roldán-Quintana, 2002), esta relación litológica se aprecia aproximadamente a 8 km, al suroeste de Rayón (Figura 2).

Desde el Cretácico Tardío hasta el Terciario Temprano, y asociándose a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamérica, se tiene una deformación que afecta a las secuencias pre-cretácicas, y consiste de un evento compresivo asociado a la orogenia Larámide. También dentro de este contexto tectónico de subducción, tenemos el emplazamiento de cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas con un rango de edades de 90-40 Ma, constituyendo regionalmente lo que se denomina como batólito Larámide de Sonora (Damon, *et al.*, 1983). Intrusionan a la litología pre-batolítica, la cual se presenta

también como techos colgantes sobre estos cuerpos. Estos intrusivos Laramídicos cubren gran parte de la superficie de la región (Figura 2) y son de gran interés, ya que se considera que están asociados genéticamente con varios yacimientos dentro de esta área.

Durante el Terciario Medio (Oligoceno) se desarrolla una fase extensional que toma lugar en el oeste de Norteamérica, iniciándose la formación de los *core complexes* y posteriormente la extensión *Basin and Range* (Parsons, 1995). La interpretación más común clasifica a todas las fases extensionales desde el Eoceno hasta el presente dentro de esta tectónica distensiva (Wernicke, 1992), y caracteriza la morfología actual de Sierras y Valles con orientación NNW-SSE de Sonora. A escala regional (Figura 2), se observa que grandes bloques constituidos por la litología pre-extensional están separados varios kilómetros por las cuencas que se generan y están limitados por grandes estructuras que corresponden a fallas normales.

Dentro de las etapas tempranas de esta tectónica extensional se desarrolla una fase de deformación dúctil conocida como *core complex* (Roldán-Quintana y Clark, 1992; Nourse *et al.*, 1994), la cual está caracterizada por la presencia de fallas normales de bajo ángulo, denominadas fallas de *detachment*, en ocasiones desarrollando deformación milonítica, siendo esta evidencia de esfuerzos de cizalla normal ocurridos a nivel de la corteza media con un rango de 35 a 15 Ma (Nourse, *et al.*, 1994). En la región centro-noreste de Sonora, se han descrito estructuras que podrían corresponder al tipo *core complex*, específicamente al sur de Opodepe por Rodríguez-Castañeda (1996) y al oeste de San Felipe de Jesús (Calmus *et al.* 1996). La importancia de estas estructuras a un nivel regional, radica en que áreas con mineralización de interés económico, podrían ser desplazadas o segmentadas a lo largo de fallas de *detachment*, como es el caso de los

yacimientos de San Felipe (Calmus, *et al.*, 1996), probablemente El Crestón (Leon y Miller, 1981) y Santa Gertrudis (Ochoa-Landín, com. personal, 2002).

En un sentido más estricto el fallamiento *Basin and Range*, que ocasiona la morfología actual de gran parte del estado, y que está representado por fallas normales de alto ángulo con dirección preferencial N-S, tuvo sus inicios durante el Mioceno (Henry y Aranda-Gómez, 1992). En las cuencas formadas durante esta fase extensional fue depositada la Formación Báucarit, que es una secuencia predominantemente conglomerática con basaltos interestratificados hacia la base (De la O-Villanueva, 1993; Calles-Montijo, 1999) que han sido fechados en 21.7 ± 0.7 Ma por Roldán-Quintana (1976) en la cuenca del río Sonora, a la altura del poblado de San Felipe. Esta Formación esta presente generalmente en los flancos de las sierras.

Para concluir con est marco tectónico, a nivel del noroeste de México, en la región del Golfo de California entre los 12 y 5 Ma se inició una apertura de la corteza continental (Stock y Hogdes, 1989), iniciándose una tectónica extensional, la cual se asocia con el protogolfo. En un sentido mas estricto, el Golfo de California se comenzó a formar hace aproximadamente 5 Ma, a lo largo de la línea de intersección entre el limite de las placas Norteamérica y Pacífico, por movimientos transformantes (Roldán-Quintana, 2002). El régimen tectónico actual en el noroeste de México es extensional (Roldán-Quintana y Clark, 1992).

V- GEOLOGÍA DEL AREA DE ESTUDIO

Dentro del área de estudio afloran rocas del Precámbrico y del Cenozoico. Estos afloramientos están frecuentemente afectados por alteración hidrotermal que varía de fuerte a débil, lo cual en ocasiones hace que la roca original sea prácticamente irreconocible y por lo tanto difícil de clasificar. Uno de los objetivos es el de reconocer las distintas etapas de alteración, su distribución espacial, y el de actualizar la geología en el área de la mina El Crestón.

V.1) Rocas precámbricas ígneo-metamórficas (pTm)

Las rocas más antiguas que afloran en el área de estudio son rocas graníticas paleoproterozoicas y mesoproterozoicas (Valenzuela-Navarro, en preparación) constituidas por rocas ígneas intrusivas y metamórficas, las cuales son parte del basamento cristalino que aflora en el noroeste de Sonora. En el plano geológico y por efectos de escala se muestran como una sola unidad (Figura 5); sin embargo en el texto se describen las diferentes litologías que se reconocieron en el área de estudio, partiendo de la más antigua a la más reciente obedeciendo a su orden de formación o emplazamiento.

Las rocas proterozoicas incluyen horizontes de rocas metamórficas constituidas por gneis, granito porfidico, granito localmente deformado y filita, por lo que se han denominado complejo ígneo-metamórfico proterozoico. Este complejo aflora principalmente en la parte norte del área de estudio, también en gran parte del cerro El Crestón y en el cerro La Tortuga y afloramientos aislados de menor extensión en la parte central del área de estudio y sobre la cañada Muribabi (Figura 5).

Dentro de este complejo metamórfico el gneis se encuentra distribuido ampliamente al norte del área, en el cerro La Tortuga y al sureste del cerro El Crestón. Son color gris

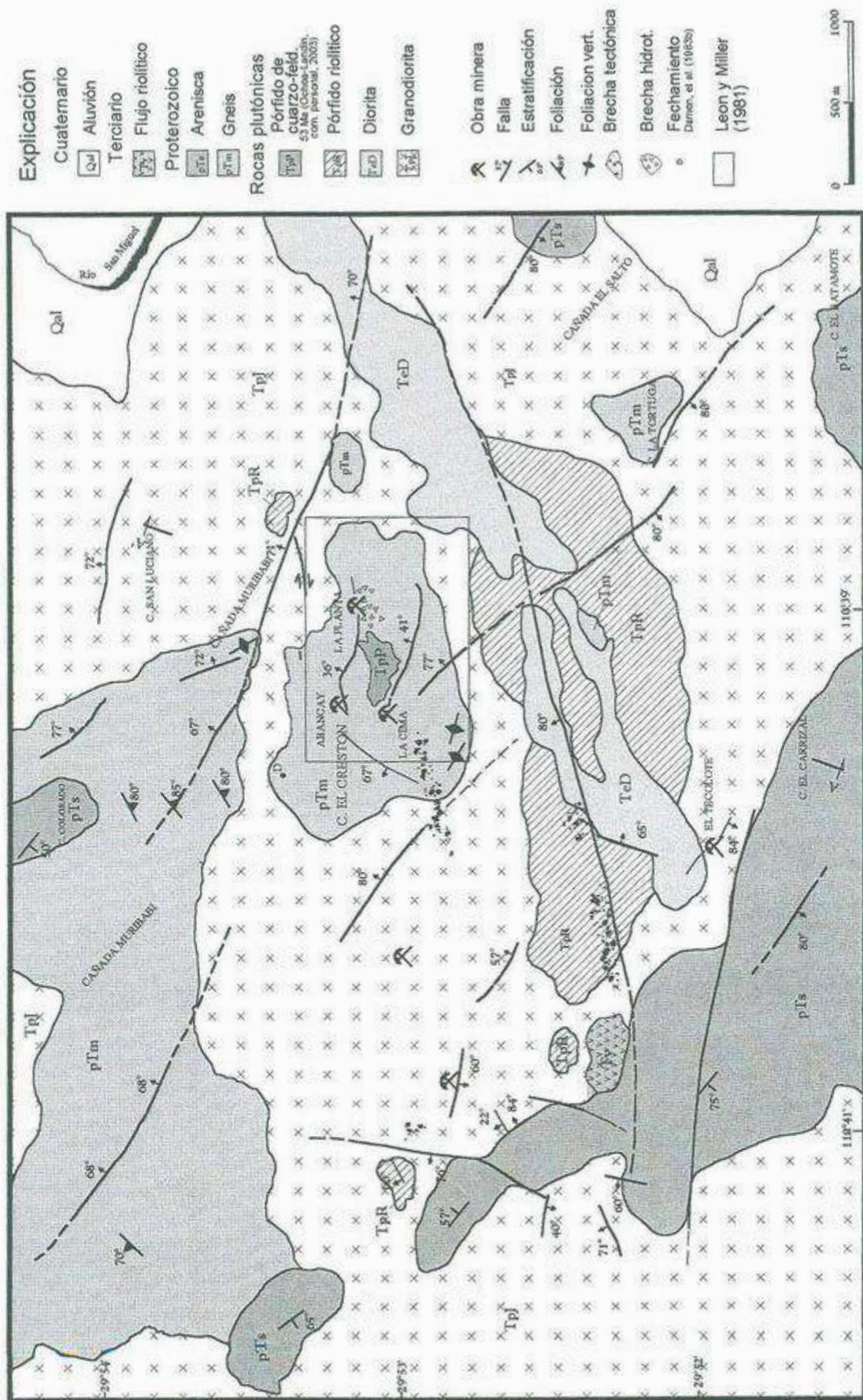


Figura 5. Plano geológico del área de estudio. El recuadro en la parte central delimita el área estudiada por Leon y Miller (1981). Se indica la localización de la muestra fechada por Damon, et al. (1983b), en el flanco norte del cerro El Crestón.

claro a oscuro y de grano medio. Presentan bandas claras constituidas por cuarzo y feldespato y bandas de microcristales de biotita, con foliación de rumbos variables y echados predominantemente verticales. En sección delgada esta roca presenta textura granolepidoblástica, con una tenue foliación evidenciada por el alargamiento de los cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa que corresponde a oligoclasa y biotita primaria. El tamaño general de los cristales es de 3 a 5 mm, y se aprecian además microhojuelas de biotita secundaria intracristalina e intersticialmente asociada a los pocos minerales opacos que se observan.

El granito porfídico se encuentra pobremente distribuido, localizándose en la parte central del área. Es de un color oscuro con tonos rosáceos, de grano muy grueso, con grandes fenocristales de feldespato potásico de color rosado hasta 5 cm de largo, además contiene plagioclasa y cuarzo. Presenta también microcristales de biotita intersticial. En sección delgada presenta textura granoporfioblástica con abundante feldespato potásico y menor cantidad de plagioclasa de la variedad oligoclasa, alteradas a sericita y otros minerales arcillosos. El cuarzo se presenta con extinción ondulante, y abundantes microhojuelas de biotita intersticial de alrededor 0.5 mm. La relación de esta unidad con la demás litología asignada al Precámbrico es algo incierta, dado que se presenta como techo colgante sobre cuerpos hipabisales terciarios, pero se puede correlacionar tentativamente con la litología de la unidad El Peñascal descrita por Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro (1989), en la región de Opodepe.

El intrusivo localmente deformado, denominado como Granito Crestón por Leon y Miller (1981), se distribuye principalmente en el cerro El Crestón; presenta un color gris claro a oscuro, de grano medio, con cristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa, el tamaño de los cristales es de alrededor de 4 a 5 mm, en partes se observa tenue deformación de los

cristales y el desarrollo de bandas claras de cuarzo y feldespato y oscuras de biotita con un tamaño general de los cristales de entre 2 a 5 mm. En sección delgada, presenta una textura predominantemente granolepidoblástica y en la porciones que no presentan deformación tiene un carácter textural holocristalino. Mineralógicamente esta constituida por cuarzo, feldespato, plagioclasa que corresponde a oligoclasa y biotita en microhojuelas de menos de un milímetro, y en ocasiones parcialmente cloritizada. En el área del cerro El Crestón este intrusivo se encuentra cortando al gneis y es sobreyacido en discordancia por la filita.

La unidad de filita están pobremente distribuidas en el área, presentando afloramientos aislados de pequeña extensión principalmente en el cerro El Crestón. La roca es de color gris oscuro a verdoso, de grano fino, y presentan foliación fina, generalmente con un rumbo de 60° NW y echado de 55° al NE. Esta roca es fácilmente deleznable y en afloramiento se aprecian solamente cristales de cuarzo con abundante clorita. En sección delgada (Figura 6) presenta textura lepidoblástica, constituida principalmente por cristales de cuarzo, mostrándose alineados y deformados, así como escasos cristales de plagioclasa y feldespato potásico, con minerales secundarios particularmente biotita cloritizada asociada con minerales opacos. El contacto de esta unidad con el gneis y el Granito Crestón se interpreta como una discordancia sobreyaciendo a estas unidades.

Figuroa-Valenzuela y Grijalva-Haro (1989) asignaron una edad Precámbrico a rocas metamórficas, específicamente a una secuencia que aflora en la cañada Muribabi. Además, estudios realizados por Rodríguez-Castañeda (1996), en la región de Opodepe, aproximadamente 7 km al este de este poblado, describe un basamento cristalino precámbrico constituido por rocas ígneas intrusivas y metamórficas, cuyas edades oscilan entre los 1700 y 1100 Ma, las que tentativamente se pueden correlacionar con las rocas precámbricas ígneo-metamórficas del presente estudio.



Figura 6. Fotomicrografía de la muestra 14, que corresponde a una filita. Constituida principalmente por cuarzo (Cz), biotita (B) y feldespato (F), con abundantes minerales opacos. La biotita se encuentra parcialmente cloritizada, con ligera deformación en los cristales de cuarzo y la mineralogía en general orientada, constituyendo la foliación presente en esta unidad. LP-10x.

V.2) Secuencia sedimentaria neoproterozoica (pTs)

Se denomina secuencia sedimentaria neoproterozoica a una secuencia constituida por conglomerado, ortcuarcita, arenisca y lutita que afloran en el área de estudio. Esta secuencia de rocas sedimentarias constituyen uno de los rasgos morfológicos mas fuertes del área, conformando sierras con elevaciones de hasta 1260 m.s.n.m y pendientes abruptas. Estas rocas están distribuidas en la porción suroeste del área, en el cerro El Carrizal; así como también al sureste, en el cerro El Batamote y al norte en la parte superior del cerro Colorado (Figura 5).

Figuroa-Valenzuela y Grijalva-Haro (1989) describieron esta secuencia desde la base a la cima, comenzando con un paquete de conglomerado mal clasificado con una

matriz cuarzofeldespática, constituido por fragmentos de gneis, granito, arenisca y cuarzo, seguida por ortocuarcita de color rosa, que intemperizan a café claro, de grano medio, bien clasificada y estratificación delgada, presentando en ocasiones estratificación cruzada y laminar. La ortocuarcita se presenta intercalada con areniscas cuarzofeldespáticas, en estratos de 20 a 50 cm, con horizontes interestratificados de conglomerado moderadamente mal clasificado, con una matriz arenosa y fragmentos subredondeados de areniscas y pedernal. Hacia la cima de esta secuencia existen niveles de areniscas cuarzofeldespática conglomerática con estratificación cruzada y ortocuarcita de color blanco con estratificación delgada, con laminaciones de 2 a 3 cm de lutita. Estos autores observaron parte de esta secuencia en el cerro El Carrizal, en el sur del área de estudio (Figura 5) donde estiman que podría alcanzar hasta 1000 m de espesor.

El tipo de sedimentación que presenta esta secuencia de rocas sedimentarias ha sido interpretada por Castillo-Rivas (1992) como correspondiente a un ambiente de plataforma, en el cual se dio un serie de fluctuaciones marinas, depositando una alternancia de sedimentos terrígenos y químicos.

En el área de Cerro de Oro, aproximadamente a 23 km al sur del área de estudio, Castro-Rodríguez y Morfín-Velarde (1988) nombran como grupo La Palma a una secuencia sedimentaria con estromatolitos, asignándola al Precámbrico Superior. Esta secuencia fue correlacionada por Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro (1989) como la secuencia que se presenta en el área de estudio descrita anteriormente.

Las unidades precámbricas arriba descritas, son cortadas por rocas intrusivas laramídicas y en partes quedan como techos colgantes sobre estos intrusivos, algunos de ellos con extensiones batolíticas, como se muestra en la figura 7.

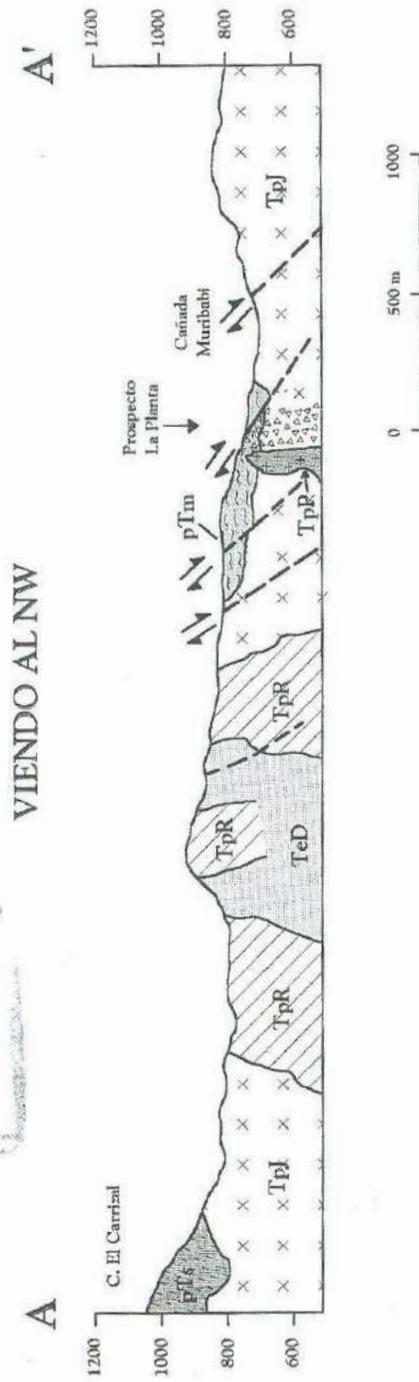


Figura 7. Sección geológica A-A' del área de estudio. Se muestra como las unidades proterozoicas son intrusionadas y quedan techos colgantes sobre cuerpos intrusivos e hipabisales laramídicos. También se muestra la relación entre el emplazamiento del pórfido de cuarzo-feldespato (TpP) y brechas con mineralización de molibdeno. (Misma nomenclatura que la figura 5).

V.3) Rocas intrusivas y cuerpos hipabisales laramídicos

Las rocas correspondientes al Terciario que afloran dentro del área, están constituidas por rocas intrusivas, con composiciones que varían de granodiorita a cuarzo-monzonita, cuerpos hipabisales dioríticos y riolíticos, y un porfido de cuarzo-feldespato. Estas rocas en conjunto, se encuentran ampliamente distribuidas en gran parte del área, principalmente en la porción centro-sur, suroeste y noreste del área de estudio (Figura 5).

V.3.1) Granodiorita (TpJ)

Las rocas de composición granodiorita a cuarzomonzonita, son dentro de las rocas intrusivas terciarias la más distribuida, aflorando mayormente en las porciones suroeste, noroeste y al sur del área. Regularmente presentan un color blanco rosáceo a gris claro, de textura holocristalina y en partes porfídica, con fenocristales de plagioclasa y feldespato con tamaños del orden de 5 a 6 mm de largo, aunque en algunos lugares se observan fenocristales de plagioclasa que puede alcanzar hasta 13 mm en tamaño. Por lo regular, los fenocristales se encuentran embebidos dentro de una matriz cristalina bien desarrollada constituida por cuarzo, plagioclasa y feldespato. En sección delgada esta roca presenta textura holocristalina, hipidiomórfica, en ocasiones porfídica y poiquilítica (Figura 8); está constituida en promedio por cuarzo 15-25%, feldespato 15-20%, plagioclasa 35-42% y ferromagnesianos 4-8%. En algunas muestras analizadas se aprecia una mayor presencia de feldespato potásico, constituyendo alrededor del 30 al 35% del volumen total de la roca. El feldespato más abundante es la ortoclasa y en menor proporción microclina, con cristales de plagioclasa del tipo oligoclasa, y en menor proporción albita. Los ferromagnesianos corresponden con biotita y en menor proporción hornblenda; con escasos minerales accesorios del tipo apatito y circón.

La granodiorita gradúa transicionalmente a cuarzomonzonita y constituye un cuerpo intrusivo de grandes dimensiones aflorando en gran parte del área de estudio, e intrusión a las secuencias precámbricas, manifestándose en ocasiones como techos colgantes sobre este intrusivo. La granodiorita es intrusionada por el porfido riolítico, la diorita de grano fino y por el pórfido de cuarzo-feldespato (Figura 7).

Roldán-Quintana (1991), denomina como batolito El Jaralito a rocas cuya litología predominante está constituida de granito y granodiorita, al cual asigna una edad de 51 a 69 Ma. Una parte de este batolito aflora en la parte este del poblado de Opodepe, muy próxima al área de estudio. Las características mineralógicas y texturales de las rocas definidas en este estudio como granodiorita-cuarzomonzonita, permiten hacer una correlación con aquellas descritas en la región de Aconchi y considerarlas tentativamente, como una extensión del batolito El Jaralito dentro del área de estudio.

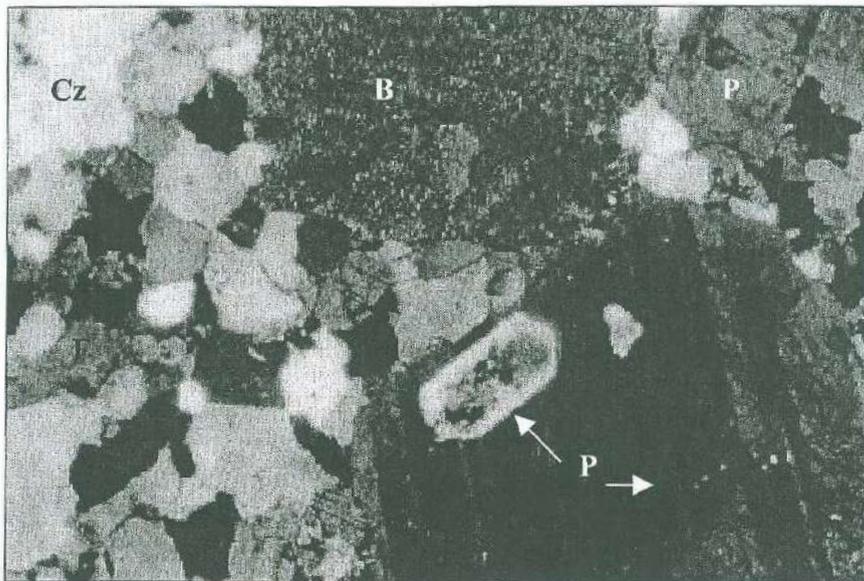


Figura 8. Fotomicrografía de la muestra 38, que corresponde a una granodiorita (TpJ) donde se aprecia textura holocristalina, porfídica, poiquilítica. Se aprecia plagioclasa (P), cuarzo (Cz), feldespato (F) y biotita (B), en una matriz también holocristalina. LP-5x.

V.3.2) Pórfido riolítico (TpR)

El pórfido riolítico se comporta como un cuerpo extendido en una dirección E-W y aflora principalmente en la porción centro-sur del área (Figura 5). El aspecto alargado sugiere que este cuerpo pudo haberse emplazado siguiendo estructuras que presentan la misma dirección como se ve también en la figura 5. Esta roca presenta un color blanco intenso, con grandes fenocristales de cuarzo. Como su nombre lo indica presenta textura porfídica con fenocristales principalmente de cuarzo y feldespato con tamaño de 2 a 4 mm, y con menor contenido de plagioclasa. Estos fenocristales se encuentran dentro de una matriz fina de composición cuarzofeldespática, la cual en la mayoría de las veces se observa débilmente alterada a sericita. El mineral de pirita (<1%), se observa en cubos inferiores al milímetro y en forma diseminada, con abundantes óxidos, principalmente en fracturas, los cuales le imprimen un color rojizo a amarillento a la roca. En sección delgada esta roca es porfídica, con el desarrollo local de texturas mirmequíticas (Figura 9) y poiquilíticas. Su matriz es microcristalina y está constituida por cuarzo y feldespato (Figura 10), con el desarrollo de pequeñas estructuras radiales, del tipo esferulitas, constituidas por intercrecimientos de cuarzo y feldespato. En general, la matriz en ocasiones se muestra parcialmente sericitizada, constituyendo entre el 65-70% de la roca. El porcentaje de fenocristales totalizaron entre el 30-35%, incluyendo cuarzo (9-10%), feldespato potásico (7-8%), plagioclasa (6-7%) y ferromagnesianos alrededor de un 2%. Los fenocristales de cuarzo van de un tamaño de 2 a 4 mm, generalmente presentan una forma dipiramidal y/o amiboidal, (Figura 11), con bordes de reacción alrededor de los cristales constituido de cuarzo y feldespato. Los fenocristales de plagioclasa son de composición de la oligoclasa, con tamaños del orden de 2 a 4 mm y el feldespato alcalino, es la variedad ortoclasa, de 2 a 5 mm en tamaño. El mineral ferromagnesiano mas común es biotita, en pequeños cristales

tabulares de 1.5 a 2 mm de largo, con minerales opacos diseminados en gran parte de esta roca, en cantidades trazas.

El pórfido riolítico se encuentra intrusionando a la granodiorita, y a su vez es cortado por la diorita de grano fino (Figura 7) y por diques riolíticos silicificados con presencia de pirita diseminada. En el campo no se observó una relación con respecto al pórfido de cuarzo-feldespato, pero por la alteración hidrotermal que este ocasiona y que afecta al pórfido riolítico, se interpreta que el pórfido de cuarzo-feldespato es posterior.

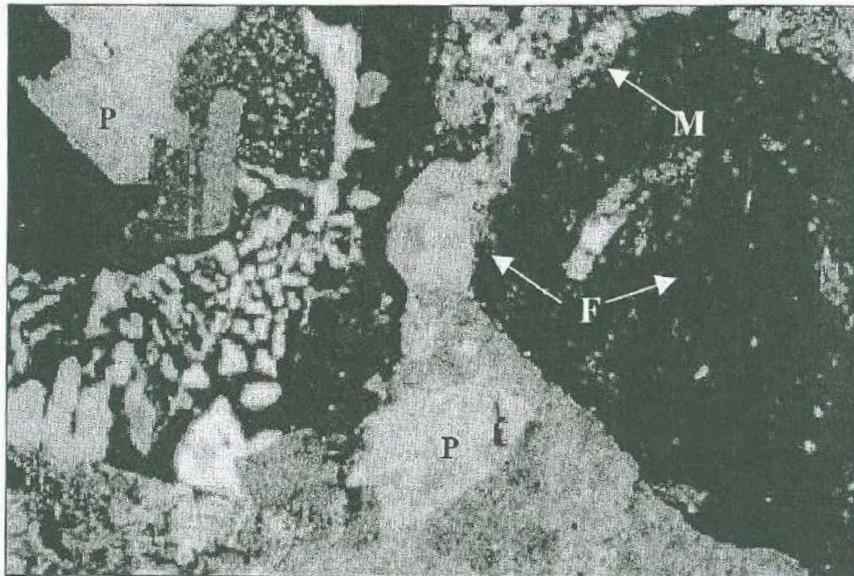


Figura 9. Fotomicrografía de la muestra 20, que corresponde a un pórfido riolítico (TpR), se aprecia textura porfirítica con estructura mirmequítica, y fenocristales de feldespato (F) y plagioclasa (P) en una matriz de cuarzo y feldespato (M). LP-5x.

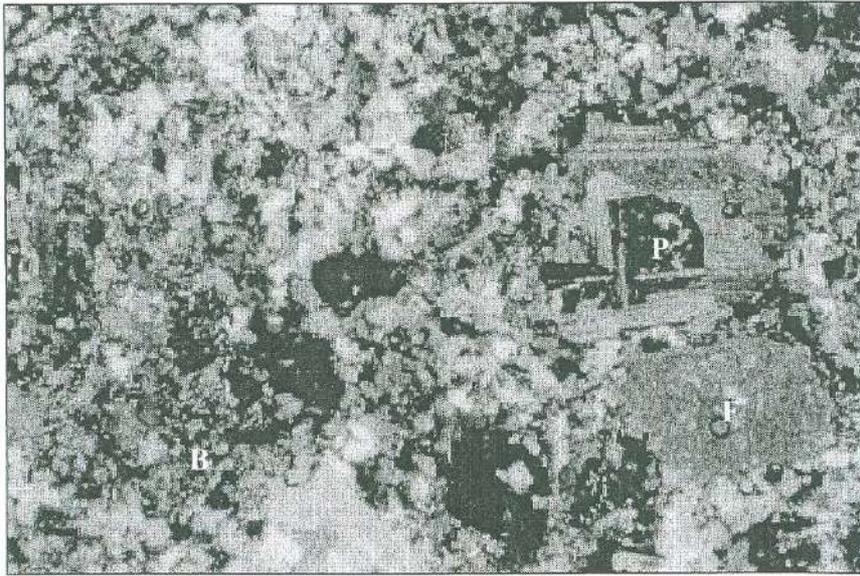


Figura 10. Fotomicrografía de la muestra 58, que corresponde a un pórfido riolítico (TpR), con fenocristales que corresponden a plagioclasa (P) y feldespato (F), con menor presencia de biotita (B) en una matriz fina de cuarzo y feldespato. LP-5x.

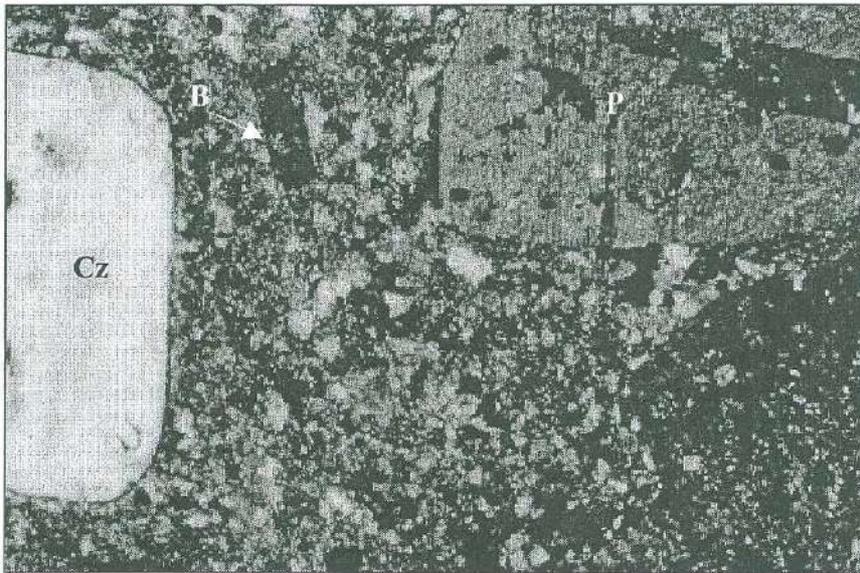


Figura 11. Fotomicrografía de la muestra 56, que corresponde a un pórfido riolítico (TpR), donde se aprecian fenocristales de cuarzo (Cz) de forma amiboidal, de biotita (B) y plagioclasa (P) en una matriz de cuarzo y feldespato con presencia de minúsculos minerales opacos y óxidos. LP-5x.

V.3.3) Diorita de grano fino (TeD)

La diorita de grano fino, se distribuye como un cuerpo alargado con tendencia NNE-SSW en la porción centro y este del área, semejante en actitud al pórfido riolítico descrito líneas arriba, de aspecto alargado y con la misma dirección lo sugiere que este cuerpo pudo haberse emplazado siguiendo estructuras que presentan la misma dirección (Figura 5). En muestra de mano, esta roca es de color verde oscuro a gris verdoso, de textura holocristalina, equigranular y conteniendo abundantes microcristales de plagioclasa, con tamaño promedio a un milímetro, con clorita y pirita en forma diseminada.

En sección delgada esta roca presenta una textura fanerítica, holocristalina, hipidiomórfica y ligeramente equigranular (Figura 12) y está constituida (70%) por plagioclasa de forma tabular prismática de 1 hasta 1.5 mm de largo cuya composición es del orden de andesina,. Los cristales de cuarzo, alcanzan el 5% del volumen total de la roca, se aprecia en forma intersticial, en cristales xenomorfos. La Biotita-hornblenda, conforman el 25% del total de la roca, presentándose como pequeños cristales de 0.2 a 0.8 mm de largo y están distribuidos en toda la roca, la mayoría de las veces en forma intersticial y en ocasiones se presentan débilmente cloritizados. Los minerales opacos, constituyen el 5% del volumen total y corresponden posiblemente a sulfuros, de alrededor un milímetro de diámetro, los cuales se encuentran en forma diseminada en la roca.

Esta diorita de grano fino se encuentra intrusionando a la granodiorita y al pórfido riolítico (Figura 7). Aunque no se observó una relación con el pórfido de cuarzo-feldespatos, se interpreta que la diorita es anterior a este, debido que la diorita corta al pórfido riolítico y a que esta es afectada por la alteración hidrotermal que está asociada al pórfido de cuarzo-feldespatos.

Una serie de diques lamprofidicos-andesíticos se encuentran afectando estas rocas ígneas, estando mejor expuestos en áreas aledañas al cerro El Crestón, principalmente en el flanco sur.



Figura 12. Fotomicrografía de la muestra 5, que corresponde a una diorita de grano fino. Se observan abundantes plagioclasas, además, clorita y minerales opacos, y cuarzo tardío. En la parte inferior se aprecia una vetilla de cuarzo+clorita+epidota con minerales opacos asociados (Py) LP-10X.

V.3.4) Pórfido de cuarzo-feldespato (TpP)

Esta roca se encuentra distribuida principalmente en el flanco sur-este del cerro El Crestón (Figura 5) y como pequeños apófisis próximos al prospecto La Planta que intrusionan a las rocas precámbricas ígneo-metamórficas y a la granodiorita.

En muestra de mano presenta un color blanco intenso con tonos naranjas y amarillentos en superficie intemperizada y a lo largo de fracturas. Contiene ojos de cuarzo, en cristales subhedrales que van de 2 a 10 mm de diámetro, flotando dentro de una matriz compuesta principalmente de sericita y cuarzo, con trazas de pirita y hematita. La sericita se

presenta en hojuelas que alcanzan hasta 3 mm y el cuarzo en microcristales anhedrales inferiores al milímetro. La presencia de pirita es mínima y ha sido cambiada a óxidos de hierro. Regularmente esta roca es cortada por abundantes vetillas de cuarzo de espesores que van de 0.5 a 6 cm. Esta roca se encuentra en contacto con las rocas precámbricas metamórficas (gneis y Granito Crestón), los cuales se encuentran profundamente fracturados, localmente brechados y en partes difíciles de identificar. En sección delgada, esta roca presenta textura porfídica, con una mineralogía que consiste en fenocristales de cuarzo, embebidos dentro de una matriz compuesta de cuarzo-sericita. El cuarzo primario, se presenta en fenocristales subhedrales a anhedrales que van de 3 a 8 mm, cuyos bordes se aprecian ligeramente afectados por cuarzo y sericita secundarios. La plagioclasa se presenta en cristales prismáticos que van de 1.5 a 3 mm, que corresponde tentativamente a albita, en partes parcialmente reemplazados por sericita fina. Se interpreta que gran parte de la matriz de cuarzo y sericita proviene de la alteración de feldespatos, que han sido profundamente alterados, solo quedando en algunos casos relictos de los fenocristales.

El cuarzo secundario y sericita comprenden gran parte de la mineralogía de la lámina. Existen cristales anhedrales de cuarzo inferiores al milímetro hasta 1.5 mm. La sericita, por lo regular se presenta en cristales subhedrales con tendencia prismática que regularmente no sobrepasan el milímetro, pero llegan a alcanzar hasta 3 mm de largo. Se presenta comúnmente bordeando los fenocristales de cuarzo, y en asociación con el cuarzo secundario. Se aprecian trazas de minerales opacos y pocos óxidos.

Dada la descripción megascópica y microscópica anterior, y básicamente a la presencia de ojos de cuarzo primario y a los cristales de plagioclasa, además de su relación de campo de esta roca, al presentarse como un cuerpo intrusivo, se infiere que la textura de

esta roca fue al menos porfídica y tentativamente holocristalina, en la cual el resto de la mineralogía primaria fue reemplazada por los minerales producto de la alteración.

El pórfido de cuarzo feldespato se encuentra intrusionando a la granodiorita (Figura 7) y en la mayoría de los casos en contacto por intrusión con rocas precámbricas ígneo-metamórficas; además, su emplazamiento está asociado con el desarrollo de la alteración de cuarzo-sericita que se presenta en el área y que afecta a los cuerpos hipabisales, por lo que se sugiere es posterior a estos.

V.4) Rocas volcánicas cenozoicas (Tv)

Está representada por una riolita de textura fluidal, aflorando en una sola localidad en el área de estudio, encontrándose hacia el suroeste del área (Figura 5). Por lo regular, es de grano fino, con un color rosa en muestra de mano y desarrolla una textura de flujo, con bandas alternadas de color gris y blanco del orden de 1 a 2 mm de espesor. Se observan algunos cristales subhedrales de feldespato potásico o plagioclasa rotados e incluidos, los cuales alcanzan 5% del volumen total de la roca. Generalmente a esta roca no se le aprecia alteración hidrotermal y se observa pirita finamente diseminada en menos del 2% del volumen total.

A esta unidad se le asigna una edad tentativamente del Oligoceno, por su posición estratigráfica, al estar cubriendo en discordancia a las rocas intrusivas terciarias y sedimentarias precámbricas en la región de El Crestón. Esta unidad se correlaciona con tobas y flujos riolíticos descritos por Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro (1988), aproximadamente a 5 km al sur del área, las que asignaron al Oligoceno.

V.5 Depósitos clásticos de relleno de valles y aluviones (Qal)

La unidad de depósitos clásticos de relleno de valles y aluviones consisten de conglomerado polimíctico poco consolidado, arena y grava. Estos se presentan rellenando las partes de topo-grafía baja, al este del área de estudio (Figura 5) principalmente en las márgenes del río San Miguel. Son depósitos aluviales originados por la erosión de las rocas preexistentes que fueron depositados en bajos topográficos.

Una relación en tiempo y espacio para cada una de las unidades descritas se muestra en la columna geológica siguiente (Figura 13).

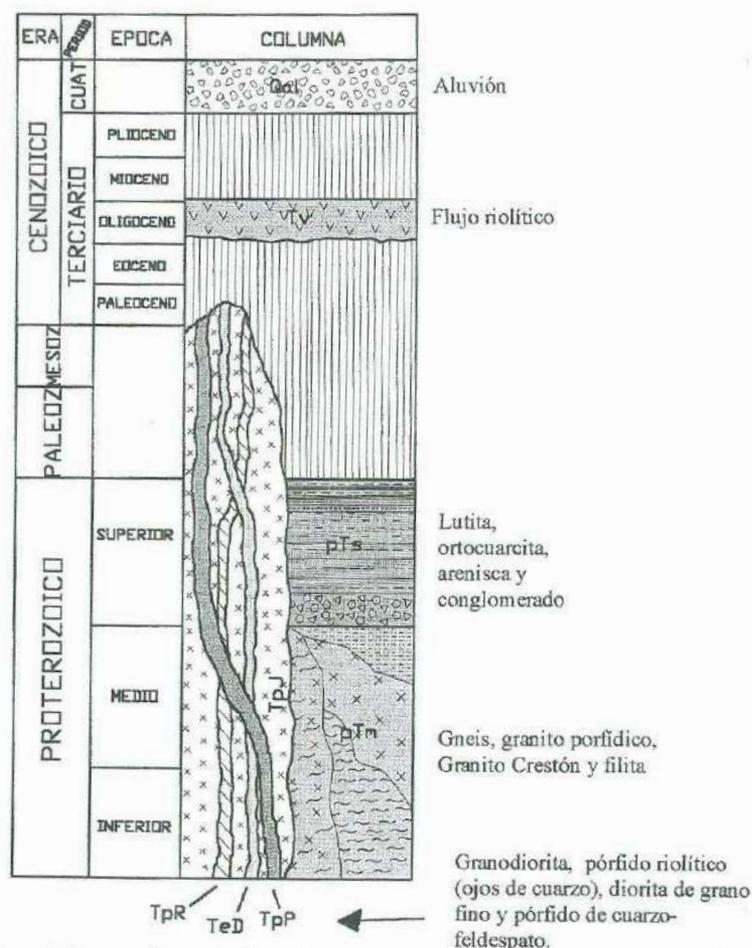


Figura 13. Columna geológica del área de estudio. Se observa que las rocas proterozoicas han sido intrusadas por una serie de cuerpos intrusivos laramídicos (TpJ y TpP) e hipabisales (TpR y TeD), y posteriormente se presenta la unidad de flujo riolítico (Tv) que cubren discordantemente a la anterior litología. Por ultimo los depósitos clástico de relleno de valles y aluviones (Qal).

VI.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL



BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES

VI.1) Deformación dúctil

La deformación más antigua presente en la región del cerro El Crestón, está asociada al metamorfismo precámbrico. Este se ve reflejado en la foliación que presenta el gneis precámbrico que muestra direcciones variables, pero regularmente con una actitud casi vertical. Una deformación posterior, afecta a la foliación, formando pliegues ptigmáticos, los cuales están presentes en la porción noroeste del área de estudio.

Regionalmente se han estudiado tanto las rocas precámbricas como la deformación que estas presentan. Esto ha permitido establecer que en la región de Opodepe Rodríguez-Castañeda (1996) y Figueroa y Grijalva (1988) correlacionen el metamorfismo presente en unidades precámbricas, con el descrito en la región de Caborca, al que se le asigna una edad de 1650 Ma (Anderson and Silver, 1971, 1981), pudiéndose correlacionar con el desarrollo de la foliación del gneis de la secuencia ígneo-metamórfica.

VI.2) Fallas

Existe un sistema de fallas bien definido con una orientación general NW60-80°SE con echados variables de entre 70 a 80° principalmente al NE (Figura 5). Las fallas se presentan indistintamente en el área de estudio y afectan prácticamente a toda las unidades geológicas a excepción del flujo riolítico (Tv) y los depósitos clásticos recientes (Qal). Algunas de estas fallas están bien expuestas en los caminos de acceso a plazas de barrenación y parecen mostrar al menos dos etapas de movimiento, uno de ellos del tipo normal y el segundo en sentido horizontal. Además, a lo largo de esas fallas se emplazan diques lamprofidicos-andesíticos, los cuales fueron disectados por movimientos posteriores a su emplazamiento.

En la porción centro-sur del área de estudio, se tiene una falla de alto ángulo con orientación ENE-WSW y un echado de alrededor 80° al norte, que podría alcanzar una extensión de mas de 5 km. Megascópicamente se puede observar a lo largo de esta estructura un intenso brechamiento y fragmentos de roca triturada en forma semejante a estructuras tipo *boudin*, con una dirección de estiramiento con la misma orientación de la falla. Estas características, principalmente el brechamiento, alcanzan un espesor de hasta un metro, pero regularmente tiene alrededor de unos 15 cm cuando se presenta. La diorita de grano fino y el pórfido riolítico presentan una orientación similar con respecto a esta estructura (ver Figura 5)

Fallas normales con un rumbo preferente ENE-WSW y echados de 30-45° al N-NE, constituyen tentativamente uno de los episodios estructurales mas recientes en el área de estudio, ya que afectan zonas mineralizadas fechadas en 53 Ma en molibdenita (Ochoa-Landín, com. personal, 2003). Estas fallas se localizan en la porción este del cerro El Crestón (Figura 5). Leon y Miller (1981), delinean estas estructuras, próximas al prospecto Abancay y La Planta, estableciendo su carácter post-mineral, ya que calculan un desplazamiento de hasta 450 m de los bloques mineralizados, apoyándose en barrenos de diamante (Figura 14).

Por último se tienen las estructuras que dan forma al valle del río San Miguel, las cuales, aunque no se midieron, se infiere que consisten de fallas normales con orientación N-S de alto ángulo. Este tipo de estructuras son parte del fallamiento *Basin and Range*, que tuvo sus inicios durante el Oligoceno Tardío (Henry y Aranda-Gómez, 1992) y que caracteriza a la morfología de Sierras y Valles en gran parte de Sonora.

VI.3) Brechas

En el área de estudio afloran una serie de estructuras brechoides, las cuales burdamente tienen una dirección E-W. Estas estructuras se localizan en el flanco suroeste del cerro El Crestón, en la parte centro-sur y al este del área (Figura 5) y están caracterizadas por la ausencia de un cementante, solo presentan escasos óxidos intraclastos, caracterizando un brechamiento "seco". Los clastos corresponden casi exclusivamente a las rocas brechificadas. En el flanco sur del cerro El Crestón, esta brecha está constituida por fragmentos angulosos a subangulosos de gneis, de granodiorita-cuarzomonzonita y en menor cantidad fragmentos de filita, la mayoría de ellos ya alterados, careciendo de un cementante, solo con la presencia de óxidos de hierro intersticial. Por otro lado, en la parte centro-sur del área, esta brecha presenta fragmentos angulosos a subangulosos en su mayoría del pórfido riolítico y escasos clastos de diorita y de granodiorita-cuarzomonzonita, sin presentar un cementante, solo escasos óxidos de hierro intersticiales que le imprimen a la roca un color rojizo.

En la parte oeste del área, esta brecha presenta fragmentos subangulosos de granodiorita-cuarzomonzonita, regularmente parcial o totalmente alterados a sericita. El desarrollo de este tipo de brechas dentro del área de estudio se puede asignar tentativamente al Terciario superior, posterior a la mineralización y alteración que ocurre en el área y anterior al fallamiento E-W.

Brechas de origen hidrotermal son descritas en el capítulo VII.6, dado que contienen parte de la mineralización de molibdeno en el área y a que muestran una relación genética muy estrecha con el emplazamiento del pórfido de cuarzo-feldespatos.

VI.4) Plegamiento

En la secuencia sedimentaria precámbrica (pTs) que aflora en la porción suroeste del área y que morfológicamente se extiende con una dirección NW-SE, se define plegamiento de sus estratos. El buzamiento de las capas (Figura 5) implica la presencia de pliegues, uno sinclinal y otro anticlinal, con un rumbo axial de NW40-50°SE y con capas que buzanan al NE y al SW.

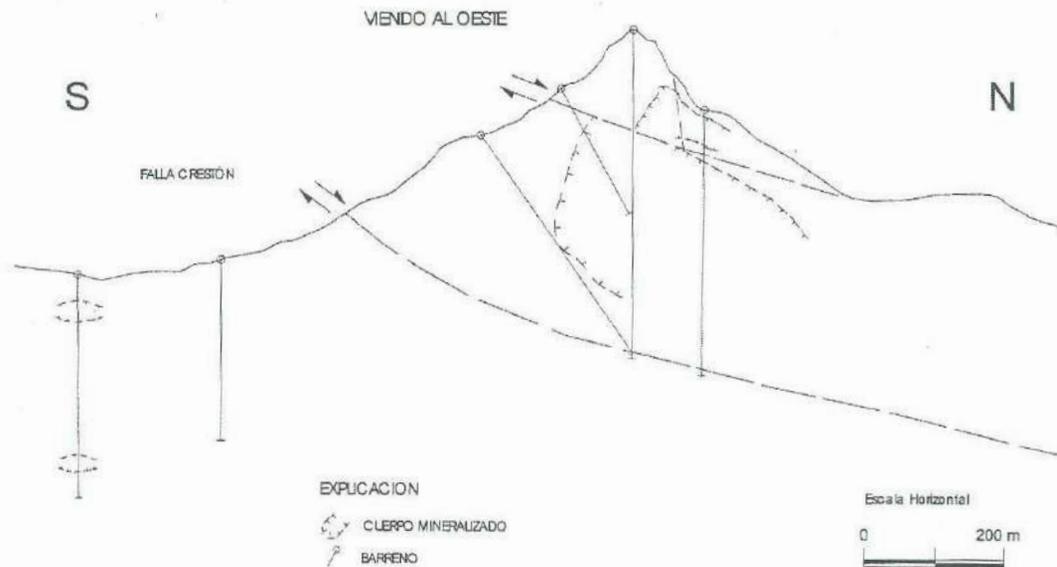


Figura 14. Sección esquemática de la porción este del cerro El Crestón donde se muestran las fallas de bajo ángulo que desplazan bloques con mineralización (Mo), fechada en 53 Ma (Ochoa-Landín, com. personal, 2003). La barrenación que se realizó en el área también se representa en el esquema, y fue utilizada para calcular el desplazamiento de estas fallas. (Modificada a partir de Leon y Miller, 1981).

VII.- ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN

VII.1) Alteración potásica

La alteración potásica en el área El Crestón se presenta en forma de vetillas con biotita secundaria, feldespato potásico y cuarzo, así como también en forma de biotita secundaria a partir de la recristalización de biotita primaria, acompañada de pirita y magnetita o como manchas irregulares de feldespato potásico en la matriz de la roca, cerca a vetillas de cuarzo+feldespato potásico. Se distribuye principalmente en el flanco sur del cerro El Crestón, en partes cercanas al prospecto La Planta y sobre la cañada Muribabi, también en las proximidades del rancho La Ciénega al lado oeste del área de estudio (Figura 15). Esta alteración afecta a rocas precámbricas, principalmente gneises, granito Crestón, granito porfídico y a la granodiorita. Fuera de la zona mineralizada, los distintos tipos de unidades permanecen relativamente frescas o inalteradas.

En las rocas precámbricas, principalmente en el gneis, en el Granito Crestón y en menor proporción en la granodiorita, esta alteración tiene una tendencia a presentarse como vetillas irregulares, con espesores de 0.5 a 3 cm, constituidas principalmente por biotita con menor cuarzo y feldespato potásico. En las rocas gneisicas precámbricas, se observa biotita de color verde oscuro en vetillas, de menos de 1 mm de diámetro, dispuestas en distintas direcciones, en la mayoría de los casos cortando la foliación de las rocas gneisicas. En estas vetillas son menos evidentes los cristales de cuarzo y feldespato acompañando a la biotita. Esporádicamente se observan vetillas de cuarzo y feldespato en las rocas precámbricas; sin embargo, la característica más distintiva de esta alteración es cuando se presenta acompañada con biotita.

En sección delgada, las vetillas de biotita se aprecian como estructuras rellenas por microcristales de biotita, con menor contenido de cuarzo y feldespato potásico (Figura 16),

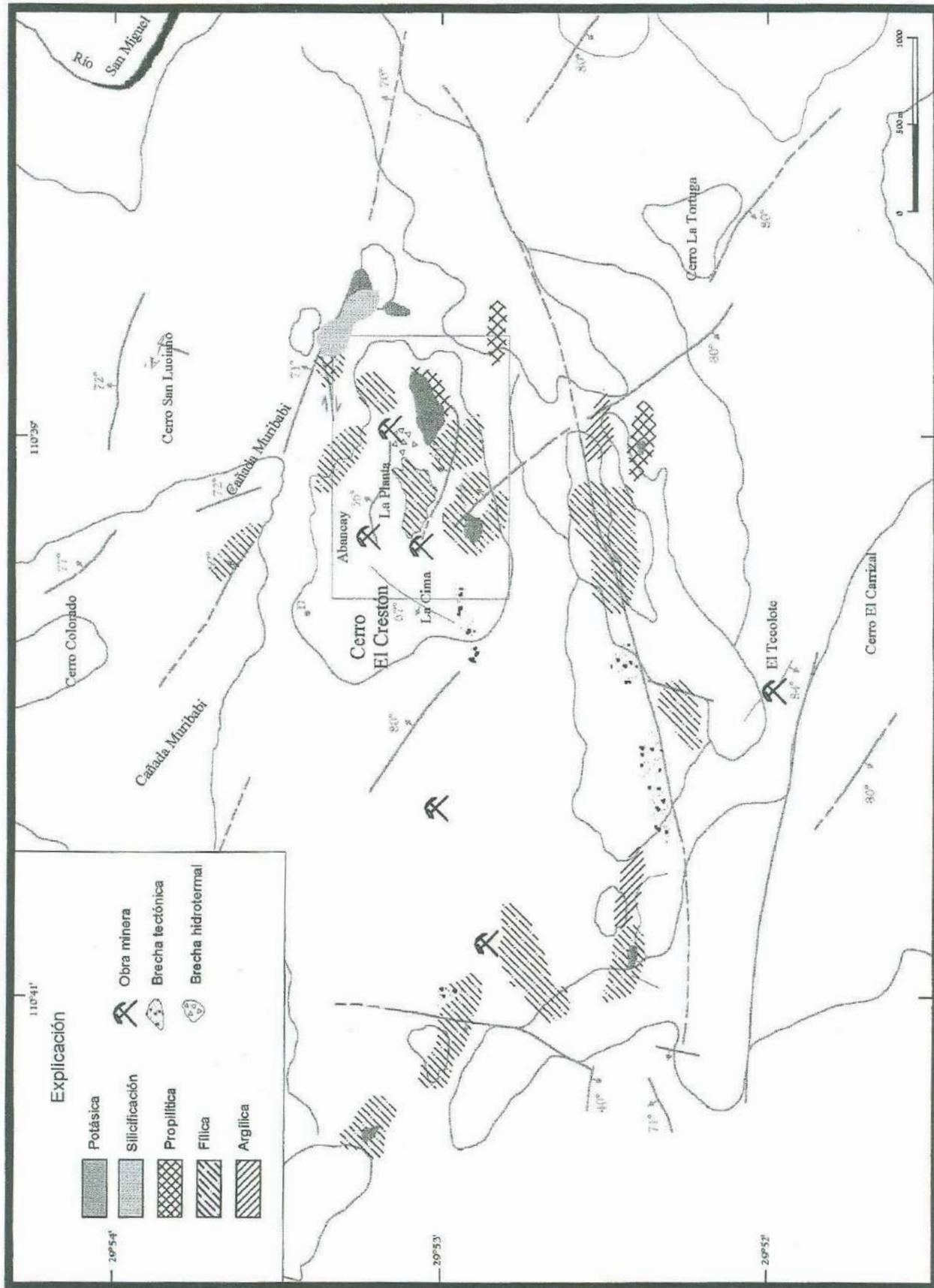


Figura 15. Plano de alteración del área de estudio. Los contactos entre las distintas alteraciones se deben considerar abiertos, ya que su influencia podría extenderse más en algunas áreas. En tono más claro se delinear los contactos geológicos y las estructuras de la figura 5.

en partes con abundante pirita y menor magnetita asociada (Figura 17). La biotita se presenta en microhojuelas de 0.5 a 1.5 mm de diámetro, asociada con microcristales de cuarzo y feldespato potásico. Algunas veces se aprecian vetillas con un espesor de 1 a 4 mm, las cuales solo contienen cuarzo, feldespato potásico y menor contenido de magnetita, con biotita prácticamente ausente. El cuarzo presenta un carácter subhedral de 1 a 2 mm de diámetro; en cambio los cristales de feldespato potásico son de forma euhedrales de 0.5 a 1.5 mm de diámetro. Esta relación se presenta principalmente en la granodiorita sobre la cañada Muribabi, donde se observan manchas de feldespato potásico, prácticamente reemplazando a la matriz de la roca, pero muy cerca de este tipo de vetillas.

Otra forma de presentarse la alteración potásica, es con la formación de biotita secundaria proveniente de la recristalización de biotita primaria acompañada de pirita y magnetita como fue mencionado por Leon y Miller (1981). Por lo regular, esta forma se presenta en el gneis, granito porfídico y el Granito Crestón. En sección delgada este tipo de alteración consiste de biotita intracristalina e intersticial en microhojuelas inferiores al milímetro, las cuales en ocasiones casi destruyen la textura original de la roca. Se encuentra afectando a cristales de feldespato potásico y en ocasiones reemplazándolos completamente, con minerales opacos asociados inferiores al milímetro. Además esta mineralogía aprovecha el contacto entre los cristales para emplazarse, pero aun se aprecian cristales de cuarzo deformados con extinción ondulante, que corresponden a la roca metamórfica.

En partes la alteración potásica presenta alteración filica y cloritización (propilitica) sobrepuesta. Esto se presenta como biotita cloritizada y plagioclasas reemplazadas parcialmente por sericita.



Figura 16. Fotomicrografía de la muestra 25, corresponde a una granodiorita, donde se aprecia la introducción de biotita (B) en forma de vetillas de <2 mm. Cristales euhedrales de plagioclasa (P) corresponden a albita ? de aproximadamente 8 mm, se observan débilmente sericitizados.. LP-5x.

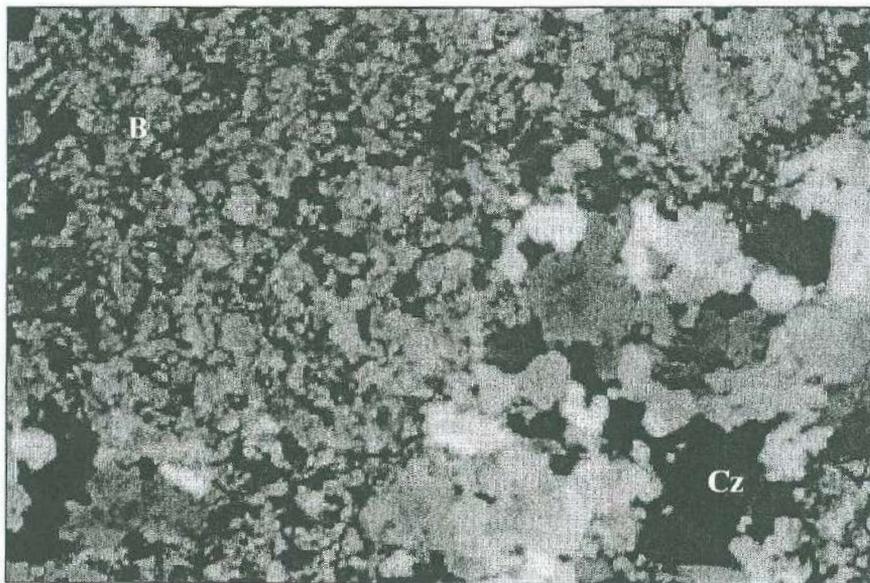


Figura 17. Fotomicrografía de la muestra 45, corresponde a un gneis, donde se aprecia a la izquierda introducción de biotita (B), feldespato y cuarzo. Se observan además, remanentes de feldespato potásico, cuarzo (Cz) y algunos minerales opacos en la parte inferior izquierda. Las hojuelas de biotita regularmente se aprecian parcialmente cloritizadas. LP-5x.

VII.2) Alteración propilítica

Este tipo de alteración está caracterizada por la presencia de clorita, epidota, pirita principalmente y por menor calcita. Se manifiesta por cristales de biotita parcial o totalmente cloritizados y parcialmente reemplazada por epidota, acompañada por pirita en cubos inferiores al milímetro de diámetro. Este tipo de alteración se distribuye en el flanco sur del cerro El Crestón y en la cañada Muribabi (Figura 15) y frecuentemente se presenta sobrepuesta a la alteración potásica. Se encuentra afectando a la mayoría de la rocas del área, principalmente a las filitas, Granito Crestón, gneis y en menor medida a la granodiorita, la diorita de grano fino y al pórfido riolítico.

Megascópicamente la alteración propilítica se reconoce por la presencia de clorita de manera pervasiva con presencia de pirita fina asociada, y por la presencia de vetillas de 1 a 3 cm de espesor de clorita-epidota-pirita y albita ?.

La alteración pervasiva se muestra más evidente en la unidad de filita que se encuentran en el cerro El Crestón, donde esta roca muestra de un color verdoso, producto de la abundante clorita y menor epidota, y con pirita fina asociada de <1 mm de diámetro. La relación es menos evidente en el resto de las rocas del complejo ígneo-metamórfico, aun así es posible reconocer esta alteración. Este tipo de alteración también se observó en la diorita de grano fino, al sur del área de estudio (Figura 15), en menor medida en la granodiorita sobre la cañada Muribabi y en el pórfido riolítico en la parte sur, los cuales fueron afectados en menor medida.

En sección delgada se aprecia como los cristales de biotita, tanto primaria como secundaria, se encuentran parcialmente reemplazadas por clorita, con minerales opacos asociados (Figura 17). La epidota y la calcita son escasas, encontrándose la primera como microcristales anhedrales inferiores al milímetro alterando a las biotitas y la calcita en

pequeños cristales con tendencia intersticial. Los minerales opacos rara vez sobrepasan el milímetro.

VII.3) Alteración fílica

Esta alteración está caracterizada por la presencia de sericita, cuarzo y menor pirita, se observa reemplazando parcial o totalmente a la roca o se observa como vetillas de cuarzo con sus bordes compuestos mayormente de sericita acompañada con cuarzo. Se presenta en forma de plagioclasas, feldespatos y biotita sericitizados (alteración selectiva), y cuando es muy intensa la roca en su totalidad es reemplazada por sericita. Se distribuye ampliamente en gran parte del cerro El Crestón; también al este y sur del área de estudio (Figura 15), y afecta a todas las unidades pertenecientes al complejo ígneo-metamórfico con excepción de la filita, así como a las rocas intrusivas y cuerpos hipabisales laramídicos, con excepción de la diorita de grano fino.

Megascópicamente esta alteración varía en intensidad de débil a moderada y fuerte. Cuando es muy intensa, prácticamente reemplaza a la roca original, enmascarando la textura original de esta. Otras veces llega a ser del tipo selectiva, reemplazando solo a los cristales de feldespato o biotita de la roca original o sobreponiéndose a la alteración potásica anterior. Básicamente, en el área de estudio se reconocen dos estilos de alteración fílica, una compuesta por cuarzo-sericita de grano fino y otra formada casi exclusivamente de sericita de grano grueso, con hojuelas de hasta 3 mm de diámetro. La alteración de cuarzo-sericita de grano fino, es fácilmente reconocible por el color blanco que imprime a la roca afectada, presentándose en forma de finos cristales de sericita, cuarzo y pirita. Los cristales de sericita, por lo regular son menores a un milímetro y se presenta en partes pervasiva y predominantemente en forma selectiva. El cuarzo que acompaña a la sericita es

policristalino, en cristales anhedrales que van desde menos del milímetro hasta 2.5 mm en tamaño.

En sección delgada esta alteración consiste en sericita, cuarzo y minerales opacos, los cuales llegan a constituir la totalidad de la roca (Figuras 18 y 19), mostrando como este tipo de alteración reemplaza parcial o totalmente a la matriz de la roca. Algunos feldespato plagioclasa han sido completamente sustituidos por sericita, quedando solo las formas de estos minerales. Los cristales de microclina han sido parcialmente respetados, con algunos ojos de cuarzo (0.4 a 0.6 mm de diámetro), asimilados dentro de la misma matriz de cuarzo-sericita. La sericita de grano grueso, está subordinada al pórfido de cuarzo-feldespato, que aflora en buena parte del cerro El Crestón (Figura 5). La sericita dentro de esta roca es mucho más frecuente que el cuarzo y llega a desarrollar grandes cristales que alcanzan los 3.5 milímetros. En algunas partes, la roca ha sido completamente reemplazada por sericita; aunque la mayoría de las veces deja entrever una textura porfídica, compuesta por fenocristales de feldespato completamente reemplazados por sericita. Frecuentemente, esta roca es cortada por vetillas de cuarzo, de 1 a 3 mm de ancho, regularmente acompañado con sericita gruesa. Es común encontrar en las cercanías con esta roca, vetas de cuarzo de varios centímetros de espesor (hasta 10 cm), compuestas de cuarzo, rodeados por un halo de alteración de sericita gruesa, la mayoría de las veces acompañada con sulfuros del tipo de la pirita y calcopirita y en ocasiones con molibdenita.



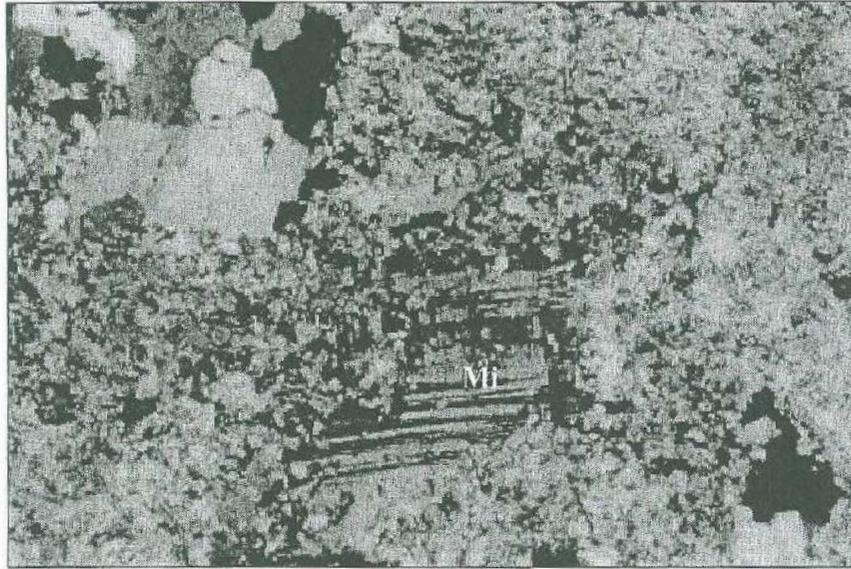


Figura 18.- Fotomicrografía de la muestra 61, corresponde a una cuarzomonzonita ?, presentando abundante sericita acompañada con cuarzo en la matriz de la roca, fantasmas de feldspatos totalmente reemplazados (lado izquierdo de la foto y esquina inferior izquierda). Note al centro de la foto un cristal de microclina (Mi) parcialmente sericitizado. LP-5x.



Figura 19. Fotomicrografía de la muestra 24, corresponde a un pórfido riolítico (), se aprecian fenocristales de plagioclasa (P), totalmente reemplazados por sericita y matriz constituida por sericita y menor minerales arcillosos. De color oscuro y en forma diseminada se tiene la presencia abundantes de minerales opacos (Py ?). LP-5x.

VII.4) Alteración argílica

Esta alteración se caracteriza por presentarse en forma penetrativa dentro de la roca (pervasiva), y consiste principalmente de minerales arcillosos, probablemente caolinita, producto de la alteración de los feldespatos. Esta distribuida en la porción sureste del cerro El Crestón y al sureste del área de estudio (Figura 15). Afecta a las rocas del complejo ígneo-metamórfico con excepción de la filita y rocas intrusivas laramídicas y cuerpos hipabisales, principalmente al pórfido de cuarzo.

En lámina delgada se aprecian los cristales de feldespato y de plagioclasa alterados a arcillas y menor sericita. Esta relación se aprecia mejor en el pórfido riolítico, donde los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa están alterados a arcillas y sericita.

VII.5) Silicificación

La silicificación se presenta principalmente como vetas y vetillas de cuarzo, asociadas a la alteración de cuarzo-sericita y a estructuras brechoides. Se distribuye en varias partes del cerro El Crestón, dentro de las estructuras brechoides y asociada a vetillas de cuarzo (*stockwork*), en la parte norte y este del cerro El Crestón (Figura 15). Afecta a las unidades que componen el complejo ígneo-metamórfico y también a las rocas intrusivas laramídicas. En las rocas precámbricas clásticas, la silicificación es menos intensa que en las otras unidades.

Se reconocen dos etapas de silicificación que presentan características diferentes en el área. La primera etapa consiste de cuarzo blanco cristalino, que está íntimamente asociada con el emplazamiento de la mayor proporción de mineralización de molibdeno, relacionado a la intrusión del pórfido de cuarzo feldespato. En esta etapa el cuarzo es de un color blanco lechoso a un cuarzo blanco con tendencia cristalina, presenta sulfuros que

consisten en pirita, molibdenita y calcopirita. Esta última relación con presencia de sulfuros se aprecia mejor en áreas próximas al prospecto La Planta y en gran parte del cerro El Crestón; La segunda etapa, consiste de un cuarzo tardío dentro del sistema hidrotermal que llega a ser totalmente estéril. En esta segunda etapa, el cuarzo es blanco lechoso con un espesor de las vetas con varía de 5 a 40 cm, y las vetillas de espesores inferiores, además, se tiene un cuarzo blanco con tendencia cristalina en vetillas de variados espesores que van de 0.5 a 8 cm.

VII. 6) Mineralización

La mineralización de interés económico en el área El Crestón es principalmente Mo-Cu, con minerales metálicos accesorios correspondientes a galena y esfalerita. La ley estimada para este depósito es del orden de 0.16% de Mo, con un volumen de aproximadamente 100 millones de toneladas (Pérez-Segura, 1985). Sin embargo, Westra and Keith (1981) lo definen, como un depósito de molibdeno de tamaño moderado con un rango de 50,000 a 100,000 toneladas de molibdeno.

La mayor parte de la mineralización (70% del volumen del depósito) de molibdeno ocurre en el área El Crestón como cristales de molibdenita de grano fino a grueso (0.1 a 0.3 mm), presente en vetillas y vetas de cuarzo de 0.5 a 5 cm y de 10 a 30 cm respectivamente. Las vetillas más anchas regularmente se presentan como un enjambre con dirección preferencial NNW-SSE, desarrollan un halo de alteración, en algunos casos de 3-5 cm de ancho, compuesto primordialmente de sericita gruesa de ≤ 1 mm de diámetro, alterando profundamente a la roca en las cercanías de las vetas y disminuyendo su intensidad al alejarse de ellas. Este tipo de estructuras se encuentran bien expuestas en la porción sureste

del cerro El Crestón, principalmente en los cortes a lo largo de los caminos realizados para exploración por las compañías mineras. Las vetillas se componen mayormente de cuarzo y regularmente se observan acompañadas de sulfuros pirita+calcopirita y esporádicamente molibdenita, en una proporción del 1-2% en volumen, y en partes están parcialmente oxidados.

Por otro lado, las vetillas mas delgadas alcanzan anchos menores a 5 cm, pero regularmente su ancho promedio oscila entre 3-5 mm. Frecuentemente son encontradas cerca y dentro del intrusivo porfídico de cuarzo-feldespato, manteniendo direcciones variables y en ocasiones formando un arreglo muy abierto semejante a un "net work". En la zonas de contacto entre el pórfido de cuarzo-feldespato y el gneis, las vetillas contienen pequeñas hojuelas de molibdeno y sulfuros, pero en menor cantidad que las vetillas de mayor espesor descritas líneas arriba.

Un 20% de la mineralización, se encuentra asociado a estructuras brechoides definidas como brechas tipo "c" por Leon y Miller (1981), caracterizadas por tener fragmentos tabulares y angulosos que presentan rotación en una matriz rica en cuarzo que excede el 10 % en volumen. Estas estructuras tienen una forma ligeramente ovalada en superficie, orientadas ENE-SSW y parecen haber sido estructuralmente controladas por fallas en la misma dirección. Se localizan en las partes más altas del cerro El Crestón, formando en algunas partes pronunciados acantilados con saltos de mas de 50 m. A diferencia de lo descrito por Leon y Miller (1981), estas estructuras parecen corresponder a cuerpos con variable silificación que va de moderada a fuerte y orientadas ENE-SSW, con zonas fuertemente brechadas controladas por estructuras NW35-40SE. Estas zonas de brecha la constituyen fragmentos de roca, en las cuales no se puede discernir fácilmente entre los clastos del Granito Crestón y de gneis; no obstante, algunos parecen corresponder

al pórfido de cuarzo-feldespató. Regularmente estos fragmentos son angulosos, de varios tamaños que van desde 3-4 cm hasta llegar a los 30 cm de diámetro; muchos de ellos son tabulares y generalmente presentan una alteración a sericita previa al brechamiento. Los espacios son rellenos por cuarzo, en partes cristalino a débilmente lechoso, acompañado de pirita rombohédrica. En las partes más internas de la brecha, se observa alunita como una etapa tardía en la formación de su cementante. En zonas donde se incrementa la silicificación, por la presencia de vetillas unidireccionales NW-SE, también aumenta la presencia de sulfuros del tipo pirita+molibdenita, relleno de espacios dentro de la brecha y acompañando al cuarzo como cementante principal. La molibdenita se presenta en finas hojuelas de 0.05 a 1 mm en tamaño y alrededor de un 5 a 10% en forma de rosetas de 0.1-3 mm en tamaño, burdamente diseminadas en pequeñas zonas de sericita masiva de grano grueso (0.2-2.5 mm).

En algunas partes de la zona de alteración que abarca gran parte del cerro El Crestón, y mejor expuestas cerca al brechamiento, se observan esporádicas vetillas de 1-2 mm de ancho con cuarzo+molibdenita, que cortan fragmentos y cementante de la brecha, indicando etapas tardías de mineralización de molibdeno. Megascópicamente se han identificado 5 etapas de mineralización asociada al pórfido de cuarzo-feldespató, las cuales se han definido a partir del comportamiento de las vetillas y su intercrucamiento. La secuencia es dada a continuación del evento más viejo al más joven (Tabla 1).

La mineralización de cobre hipogénica es muy baja, alrededor de 0.001 a 0.1 % en promedio. La calcopirita aunque el mineral de cobre más abundante en la zona de sulfuros no es abundante y a menudo se presenta acompañada por pirita. La mineralización de cobre secundario está bien extendida en el área, pero generalmente es delgada y de bajo grado caracterizada por la presencia de calcocita que recubre a la pirita diseminada. Débil

mineralización de calcocita se presenta en zonas de un espesor de hasta 50 m y leyes mayores a 0.15%, como ha sido descrito por Leon y Miller (1981).

EVENTO	ASOCIACION MINERALOGICA	ROCA ENCAJONANTE
+ antiguo 1	Qz + Py + Mo + K feld - biotita en vetillas	Pórfido de cuarzo-feld. y gneis precámbrico
2	Qz + Mo < K feld	Pórfido de cuarzo-feld.
3	Qz + Py	Pórfido de cuarzo-feld. y brechas
4	Qz + Mo	Pórfido de cuarzo-feld. y brechas
+ reciente 5	Qz	Pórfido de cuarzo-feld.

Tabla 1. Etapas de mineralización asociadas al pórfido de cuarzo-feldespatos, en base al comportamiento de las vetillas, donde se muestra la asociación mineralógica presente en la vetilla y la roca encajonante.

Como dato adicional, se dispone de una fecha a partir de la sericita en el Granito Crestón, obtenida por Damon y colaboradores (1983b), la cual dió una edad de 53.1 ± 1.1 Ma utilizando el método K/Ar, (ver figura 5 para su localización). También se realizó el fechamiento de la mineralización de molibdeno indicando una edad de 53 Ma utilizando el método Re/Os en molibdenita (Ochoa-Landín, com. personal, 2003).

IX.- DISCUSIÓN

Gran parte del Estado de Sonora, particularmente en la región centro-este, ha sido afectado por el emplazamiento de cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas cuya edad fluctúa entre los 90-40 Ma. La importancia de estos cuerpos intrusivos radica en que son los responsables de la mineralización y alteración que afecta a las rocas preexistentes, dando origen a una variedad de yacimientos minerales, que han sido explotados durante décadas pasadas y hasta el presente.

Dentro de este contexto está situada el área de El Crestón, en donde la diversa litología presente se encuentra afectada en gran parte por arreglos de alteración mineralógica, producida por intrusiones relacionadas a los eventos arriba mencionados, que son representativas comúnmente de un ambiente tipo pórfido de cobre y molibdeno, correspondiendo estas a las alteraciones potásica, fílica, propilítica y argílica, además de eventos de silicificación.

Este tipo de alteraciones caracteriza a los sistemas tipo pórfido de cobre donde el interés radica en determinar valores anómalos de cobre en base a la distribución de las zonas de alteración, sin embargo, para el área El Crestón los valores anómalos de interés económico corresponden al molibdeno. Estudios efectuados por Leon y Miller (1981), determinaron que se presenta principalmente en vetillas en un enrejado tipo *stockwork*, emplazadas en rocas de edad Precámbrico, que quedan como techos colgantes sobre rocas intrusivas laramídicas.

Las rocas que se presentan como techo colgantes en el cerro El Crestón, que hospedan parte de la mineralización de molibdeno, se asignan al Precámbrico y se correlacionan con las rocas del basamento cristalino descrito por Rodríguez-Castañeda (1996) que van de 1.7 a 1.1 Ga. Se presenta una fuerte complejidad al tratar de definir tanto

la litología como los eventos geológicos que han sufrido estas rocas, debido a la alteración y a los eventos estructurales que añaden mayor dificultad al tratar de discernir entre estas unidades. En el área de estudio y mas específicamente en el cerro El Crestón, como se describe líneas arriba, las rocas precámbricas ígneo-metamórficas están constituidas por gneises, filitas y un intrusivo granítico denominado “Granito Crestón”, que se presenta intrusionando al gneis. La filita parece corresponder a rocas volcánicas de composición intermedia, las cuales sufrieron deformación y metamorfismo encontrándose en discordancia sobre las rocas ígneo-metamórficas. Estas ultimas podrían constituir un evento vulcanosedimentario ocurrido durante el Precámbrico, el cual sufrió metamorfismo, reflejándose en la esquistosidad que presenta esta unidad.

El intrusivo granítico denominado Granito Crestón que intrusiona al gneis, anteriormente fue propuesto como un intrusivo de edad tentativamente Paleozoico por Leon y Miller (1981), pero corresponde a un evento intrusivo ocurrido durante el Precámbrico, siendo lo anterior corroborado por un fechamiento por el método U/Pb en zircones (Valenzuela-Navarro, tesis de maestría en preparación). Al tratar diferenciar este intrusivo se presentan también algunas complicaciones, debido a que texturalmente es algo semejante a la granodiorita y ocasionalmente presenta ligera deformación de los cristales, sumándose a esto los efectos de la alteración hidrotermal. No obstante, características mineralógicas y texturales ayudan a definir a esta litología, principalmente la presencia de biotita recristalizada. Aún con estas dificultades, una secuencia tentativa de eventos durante el Precámbrico se muestra en la Tabla 2.

Dentro del magmatismo laramídico y en base a la litología que se tiene, podemos definir un intrusivo de grandes dimensiones que varia de granodiorita a cuarzomonita, el cual es correlacionable con el batolito El Jaralito, al cuál Roldán-Quintana (1991) le asignó

una edad con un rango de 51-69 Ma. En el área de estudio la granodiorita, correlacionable con El Jaralito, es intrusionada por un cuerpo ígneo denominado pórfido de cuarzo-feldespatos, fuertemente alterado por sericita gruesa, la cual puede distinguirse del evento metasomático potásico aportado durante el emplazamiento de la granodiorita. El pórfido de cuarzo-feldespatos se presenta como pequeños apófisis aparentemente siguiendo el contacto entre el Granito Crestón y el gneis, sugiriendo zonas de debilidad entre estas unidades. Su emplazamiento afectó a las secuencias precámbricas, imprimiéndoles un metasomatismo potásico muy temprano, reflejado probablemente por zonas aisladas de alteración potásica, cuarzo-sericita y propilítica. Cuerpos hipabisales también dentro del contexto magmático laramídico, consisten en el pórfido riolítico y la diorita de grano fino, intrusionan a la granodiorita y son anteriores al pórfido de cuarzo feldespatos, ya que este último se le ha asociado la alteración que presentan estos cuerpos. La disposición actual de los cuerpos hipabisales y su conformación preferente con una dirección ENE-WSW, sugieren su intrusión siguiendo estructuras antiguas con la misma dirección, que posiblemente fue reactivada; un análisis estructural más profundo de estos cuerpos aportaría más información sobre el origen de su emplazamiento.

La alteración hidrotermal y mineralización de molibdeno presente en el área del cerro El Crestón conlleva a considerar de nuevo el magmatismo laramídico, que es dentro de este contexto donde se desarrollan varios yacimientos tipo pórfido en Sonora. Una alteración potásica temprana, junto con la propilítica y la filica, esta última con sericita fina fechada en 53.1 Ma (Damon, *et al.*, 1983b), parecen estar relacionadas con el emplazamiento del intrusivo de composición que va de granodiorita a cuarzomonzonita. El emplazamiento del pórfido de cuarzo-feldespatos, que se presenta siempre alterado a sericita de grano grueso, está relacionado con buena parte de la mineralización de molibdeno

fecha en 53 Ma (Ochoa-Landín, com. personal, 2003), asociada a abundantes vetas y vetillas de cuarzo blanco a cristalino con molibdenita y pirita. La disposición espacial de este intrusivo, muy cerca de estructuras brechoideas, sugiere una relación genética con este tipo de estructuras, las cuales representan la segunda forma más importante de mineralización económica en esta área, según Leon y Miller (1981).

La relación directa entre los fenómenos de alteración hidrotermal con dicha mineralización, la litología y tales arreglos como se mencionó anteriormente son de un ambiente tipo pórfido de cobre. Trabajos previos establecen que el prospecto El Crestón es un sistema pórfido de molibdeno-cobre (Leon y Miller, 1981; Westra y Keith, 1981; White, *et al.*, 1981), de acuerdo con el tipo de alteración, mineralización y su relación con rocas de composición cuarzomonzonítica, que son muy comunes y típicas en un ambiente de este tipo.

De cualquier forma, la definición final y precisa de este depósito está fuera del alcance de este estudio; sin embargo, algunas observaciones pueden ser hechas al analizar la disposición espacial y temporal de las distintas estructuras presentes. La historia tectónica-estructural de esta área es complicada, en la cual las estructuras más antiguas parecen corresponder a fallas con dirección ENE-SSW, que podrían afectar a rocas del basamento y sirvieron como zonas de debilidad para el emplazamiento del pórfido riolítico y la diorita de grano fino. En cambio, el cuerpo mineralizado asociado al pórfido de cuarzo-feldespatos en el área El Crestón se localiza entre el sistema de fallas NW-SE (Figura 5), con claro movimiento normal y cierta componente horizontal, el cual aloja una serie de diques lamprofidicos-andesíticos en partes intensamente fracturados por reactivación de estas fallas.



En el área del cerro El Crestón un sistema de fallas de bajo ángulo con un rumbo general NW-SE y echados de entre 41 a 36° desplazan bloques mineralizados, calculándose este desplazamiento hasta en 450 m por Leon y Miller (1981) y podrían corresponder a una etapa distensiva post 53 Ma, correlacionable tentativamente al periodo de exhumación de las estructuras tipo *core complex* que sucedió entre 35-15 Ma (Nourse *et al*, 1994).

Los eventos más representativos dentro del área de estudio se muestran en la siguiente tabla, donde también se consideran los aspectos de mineralización y eventos estructurales.

EVENTO	EDAD	REFERENCIA
Rocas precámbricas ígneo-metamórf. (incluye gneis y Granito Crestón)	1.7-1.1 Ga	Rodríguez-Castañeda (1996)
Deformación en rocas metamórficas	1.65 Ga	Anderson (1971, 1981)
Fillita en discordancia sobre la secuencia ígneo-metamórfica (probable flujo volcánico)	Precámbrico	Presente texto
Emplazamiento del batolito El Jaralito correlacionable con la granodiorita TpJ (meta-somatismo potásico en rocas precámbricas)	51-69 Ma	Roldán-Quintana (1991)
Cuepos hipabisales (Pórfido riolítico y diorita de grano fino)	Terciario medio ?	Presente texto
Pórfido de cuarzo-feldespato, asociado con la mineralización de Mo y origen de brechas hidrotermales	53.1±1.1 Ma (Sericita)	Damon <i>et al.</i> (1983b)
	53 Ma (Molibdenita)	Ochoa-Landín, com. p.
Fallamiento NW-SE (diques lamprofídicos)	Mioceno temprano a medio	Stewart y Roldán (1994)
Fallamiento de bajo ángulo con desplazamiento de bloques mineralizados	Mioceno Tardío? post 53 Ma	Presente texto

Tabla 2. Eventos geológicos más representativos del área de estudio, donde se hacen destacar los eventos ocurridos durante el Precámbrico, el fechamiento de la alteración y mineralización. Y por último algunos aspectos en la evolución estructural del área.

XI.- CONCLUSIONES

En base a los resultados obtenidos en el presente estudio, se pueden concluir los siguientes aspectos:

- 1.- Las rocas que se manifiestan como techos colgantes sobre rocas intrusivas laramídicas en el área del cerro El Crestón, corresponden a rocas precámbricas ígneas y metamórficas.
- 2.- Dentro de las rocas precámbricas se define que el intrusivo granítico denominado granito "Crestón" es de edad Precámbrica (Valenzuela-Navarro, en preparación) e intrusión a la demás litología metamórfica.
- 3.- La unidad de filita podría corresponder a un evento vulcanosedimentario ocurrido durante el Precámbrico y sobreyacen en discordancia sobre el gneis y Granito Crestón.
- 4.- Las rocas magmáticas laramídicas corresponden a un intrusivo que es tentativamente una extensión del batolito El Jaralito, cuya composición va de granodiorita a cuarzomonzonita; así como también a un pórfido de cuarzo-feldespato y cuerpos hipabisales representados por un pórfido riolítico y una diorita de grano fino.
- 5.- Los arreglos mineralógicos de alteración hidrotermal que se presentan en el área de estudio coinciden con los descritos en la literatura como un ambiente tipo pórfido (Lowell y Guilbert, 1970; Sillitoe, 1973).
- 6.- La alteración potásica está mejor expuesta en las rocas precámbricas que quedan como techos colgantes en la porción este del cerro El Crestón.
- 7.- Una alteración potásica temprana, así como la alteración filica con sericita fina y propilitica pudieron haberse originado durante el emplazamiento de la granodiorita.
- 8.- La alteración filica con sericita gruesa está restringida solamente al pórfido de cuarzo-feldespato, está asociada con el desarrollo de vetas y vetillas de cuarzo con molibdenita en distintos eventos.

9.- La mineralización de interés económico en el área del cerro El Crestón corresponde a la molibdenita y está asociada con vetas y brechas con cuarzo blanco a cristalino, que se desarrollan mas ampliamente en partes donde la alteración filica es de sericita gruesa y asociada al pórfido de cuarzo-feldespato. La relación del pórfido de cuarzo-feldespato con la mineralización de molibdeno es muy evidente, y se le puede considerar el intrusivo responsable de la alteración y mineralización del área El Crestón.

10.- Fallas normales de bajo ángulo (post 53 Ma) desplazan bloques con parte de la mineralización en el área del cerro El Crestón. Estudios estructurales mas detallados podrían revelar una posible asociación con un sistema tipo *core complex* o sencillamente para entender mejor la evolución estructural del área de estudio.

XII.- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, T. H. and Silver, L. T., 1971, Preliminary history for Precambrian rocks, Bámori region, Sonora, México: Geological Society of America, Abstracts with programs, v. 3, p. 72-73.
- Anderson, T. H. and Silver, L. T., 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología UNAM, revista, v. 5, no. 2, p. 131-139.
- Calles-Montijo, R., 1999, Evolución tectonosedimentaria de las cuencas terciarias: porción sur cuenca de Ures y Punta de Agua, Sonora central, México. Tesis de Maestría, Universidad de Sonora, departamento de geología, 67 p.
- Calmus, T., Pérez-Segura., Efrén and Roldán-Quintana., J., 1996, The Pb-Zn of San Felipe, Sonora, México: "Detached" mineralization in the Basin and Range province. Geofísica Internacional, v. 35, no. 2, p. 115-124.
- Castillo-Rivas, J., 1992, Geología y geoquímica del distrito Cerro de Oro, municipio de Rayón, Sonora. Tesis de Licenciatura Universidad de Sonora. 93 p.
- Castro-Rodríguez, A. A. y Morfin-Velarde, S. V., 1988, Contribución a la geología del área Cerro de Oro: Boletín del Departamento de Geología, Universidad de Sonora, v. 5, No. 1 y 2, p. 25-39.
- Consejo de Recursos Minerales, 1999, Carta geológico-minera Hermosillo H12-8, escala 1:250,000.
- Consejo de Recursos Minerales, 1999b, Carta geológico-minera Opodepe H12D12, escala 1:50,000.
- Damon, P. E., Clark, K. F., Roldán-Quintana, J. y Cochemé, J. J., 1983, El batolito Larámide de Sonora (90-40 Ma): Memoria de la XV Convención Nacional AIMMG, Guadalajara, Jalisco, México, p. 63-95.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M. and Clark, K. F., 1983b, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1052-1071.
- De la O-Villanueva, M., 1993, Sedimentología y petrografía de la Formación Báucarit (Mioceno) en la cuenca de Tónichi-La Dura, Sonora, México. Tesis de maestría, UANL, Facultad de Ciencias de la Tierra, 63 p.
- Dumble, E. T., 1900, Notes on the geology of Sonora, Mexico: American Institute of Mining Engineers, Transactions, v. 29, p. 122-152.
- Parsons, T., 1995, The Basin and Range province, *in* Continental rifts: evolution, structures, tectonics, Olsen, K.H. ed., International Lithosphere Program, pub. 264, p. 277-324.
- Pérez-Segura, E., 1985, Carta metalogenética de Sonora 1:250,000: Dirección de Minería, Geología y Energéticos del Gobierno del Estado y Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, publicación no.7, 65 p.

- Figuroa-Valenzuela., M. C. y Grijalva-Haro, A. S., 1989, Geología de la hoja Opodepe H12D12, municipio de Opodepe, Sonora, México: Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora, 83 p.
- González-León., C. y Jacques-Ayala, C., 1988, Estratigrafía de las rocas cretácicas del área de Cerro de Oro, Sonora central. Universidad de Sonora, Boletín Departamento de Geología, v. 5, p. 1-23.
- Henry, C. D. y Aranda-Gómez. J., 1992, The real southern Basin and Range: mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- King, R. E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geological Society of America, Bulletin, v. 50, p. 1625-1722.
- Leon, F. L. and Miller, C. P., 1981, Geology of the Creston molybdenum-copper deposit: *in* Ortlieb, L. y Roldán-Quintana, eds. Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, field trip, no. 7, Geological Society of America, p 223-238.
- Lowell, J. D. and Guilbert, J. M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic Geology*, v. 65, no. 4, p. 373-408.
- McMenamin, M. A. S., 1982, Precambrian conical stromatolites from California and Sonora. *Southern California Paleontological Society, Bulletin* 14, no. 9-10. p. 103-115.
- Mead, R. D., 1982, Summary of K-Ar isotope ages determined at Ohio State University: unpublished report, 12 p.
- McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J. y Conelly, J. N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America*, v. 113, no. 4, p. 521-531.
- Monreal-Saavedra., R., 1994, Lower Cretaceous succession of Cerro de Oro area, Sonora Mexico: a microfacies approach: *Geological Society of America, Cordilleran section, Annual Meeting, San Bernardino California*, p.21-25.
- Nourse, J. A., Anderson, T. H. and Silver, L. T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics*, v. 13, no. 5, p. 1161-1182.
- Parsons, T., 1995, The Basin and Range province, *in* Continental rifts: evolution, structures, tectonics, Olsen, K.H. ed., *International Lithosphere Program*, pub. 264, p. 277-324.
- Pérez-Segura, E., 1985, Carta metalogenética de Sonora 1:250,000: Dirección de Minería, Geología y Energéticos del Gobierno del Estado y Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, publicación no.7, 65 p.

- Richard, D., 1991, De la subduction à l'extension intra-continentale: plutonisme et gisements de tungstène de l'Etat du Sonora, Mexique. Tesis de doctorado, Orsay Universidad de Paris-Sud, 729 p.
- Rodríguez-Castañeda., J. L., 1988, Estratigrafía de la región de Tuape, Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista Instituto de Geología, v. 7, no. 1, p. 52-66.
- Rodríguez-Castañeda., J. L., 1996, Late jurassic and mid-tertiary brittle-ductile deformation in the Opodepe region, Sonora, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 13, no.1, p. 1-9.
- Roldán-Quintana, J., 1976, The geology and mineralization of the San Felipe area east central Sonora, México: Master of Science thesis, University of Iowa, 120 p.
- Roldán-Quintana, J., 1979, Geología y yacimientos del distrito de San Felipe, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 1-8.
- Roldán-Quintana., J., 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi Batholiths in east-central Sonora, Mexico, *en* Pérez-Segura., E. y Jacques-Ayala., C., eds., Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America, Special paper 254, p. 69-80.
- Roldán-Quintana., J. and Clark, K. F., 1992, An overview of the geology and mineral deposits of northern Sierra Madre Occidental and adjacent areas: *en* Geology and mineral resources of northern Sierra Madre Occidental México, Clark, K. F., Roldán-Quintana, J. y Schmidt, R. H., eds., El Paso Geological Society, p. 39-66.
- Roldán-Quintana, J., 2002, Caracterización geológica-geoquímica y evolución del arco magmático Cenozoico-Terciario entre San Carlos y Maycoba, sur de Sonora, México. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de doctorado, 185 p.
- Sillitoe, R. H., 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits: Economic geology, v. 68, p. 799-815. 1996
- Stewart, J. H., McMenamin, A. M. and Morales R., J. M., 1984, Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico: Physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies and regional relations: U. S. Geological Survey, Professional Paper 1309. 36 p.
- Stewart, J. H., Poole, F. G., Ketner, B. K., Madrid, J. R., Roldán-Quintana, J. and Amaya-Martínez, R., 1990, Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico, *in* C. E. Gehrels and J. E. Spencer, eds., Arizona Geological Survey, Special Paper 7, p. 183-202.

- Stock, J. M. y Hodges, K. V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics*, v. 8, no. 1, p. 99-115.
- Wernicke, B., 1992, Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera, *in* Burchfiel, B. C., Lipman, P. W., and Zoback, M. D., eds., *The Cordilleran Orogen; conterminous U.S.*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. G3, p. 553-581.
- Westra, G. and Keith, S. B., 1981, Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits: *Economic Geology*, v. 76, p. 844-873.
- White, W. H., Bookstroom, A. A., Kamilli, R. J., Ganster, M. W., Smith, R. P., Ranta, D. E. and Steininger, R. C., 1981, Character and origin of climax-type molybdenum deposits: *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 270-316.



ANEXO I: PETROGRAFIA

Breve descripción megascópica y petrográfica de las muestras colectadas en el área de estudio.

Muestra: 3

Localización: 3305756 N, 533801 E

Tipo de roca: No se puede identificar la roca original

Descripción megascópica: Roca color blanco con tonalidades naranjas. Se aprecia una fuerte alteración hidrotermal que consiste en cuarzo y sericita, abundantes óxidos. La textura original de la roca se destruyó con la alteración. En muestra de mano también se aprecian vetillas de cuarzo de alrededor 1 cm de espesor.

Descripción petrográfica: Esta roca presenta abundante cuarzo y sericita. Cuarzo alrededor de un 70%, sericita 27% y opacos 3%. La roca original y/o minerales originales no son reconocibles. La proporción entre cuarzo y sericita es diferente, además, presenta minerales opacos que ocupan microfracturas. Escasos y diminutos cristales de circón son observables en la sericita, esto podría indicar un origen intrusivo de la roca.

Observaciones: Fuerte alteración cuarzo-sericita y menor piritita.

Muestra: 5

Localización: 3305614 N, 534333 E

Tipo de roca: Diorita de grano fino

Descripción megascópica: Roca de color verde a un tono gris claro, de textura holocristalina, equigranular de pequeños cristales de plagioclasa en su mayoría, de alrededor de un milímetro, presenta además clorita y al parecer piritita. Esta roca se encuentra afectada por vetillas de cuarzo y piritita de alrededor de 20 cm de espesor.

Descripción petrográfica: Presenta textura holocristalina, equigranular. Presenta plagioclasa en un 70%, cuarzo 5%, biotita-hornblenda 25% y opacos en un 5%. Esta roca consiste en su mayoría de plagioclasa en cristales prismáticos que van de 1 hasta 1.5 mm, la medición del ángulo de extinción de las maclas indica que corresponde a Andesina. Presenta pequeños cristales de hornblenda verde que van de 0.2 a 0.8 mm. Se aprecia biotita intersticial también en microcristales, en ocasiones parcialmente cloritizada. Cuarzo intersticial, el cual no presenta contornos bien definidos por el pequeño tamaño de los cristales. Se presentan también minerales opacos de alrededor de 0.2 mm asociado a la biotita y a la hornblenda.

Observaciones: Presenta moderada alteración hidrotermal que consiste en clorita y piritita.

Muestra: 14

Localización: 3305736 N, 533327 E

Tipo de roca: Filita

Descripción megascópica: Roca color gris oscuro a verdosa. Presenta foliación y tamaño de grano fino. Se muestra cloritizada y es fácilmente desmenuzable, contiene pequeños cristales de cuarzo, y al parecer biotita. En afloramiento esta roca muestra el mismo rumbo de la foliación que el gneis con el que esta en contacto.

Descripción petrográfica: Esta roca presenta textura lepidoblástica, de grano fino. Cuarzo 72%, feldespato potásico y menor plagioclasa 8%, biotita y clorita secundaria 15% y opacos 5%. Constituida por cristales de cuarzo, mostrándose alineados y deformados,

también escasos cristales de plagioclasa y feldespato potásico. Presenta abundante biotita secundaria y clorita preferentemente en los planos de foliación, además de abundantes minerales opacos asociados a la biotita.

Observaciones: Esta roca presenta moderada alteración hidrotermal, que consiste en biotita y clorita y menor piritita.

Muestra: 19

Localización: 3304783 N, 533721 E

Tipo de roca: Granito porfídico

Descripción megascópica: Roca de color oscura a negra, de textura porfídica de grano grueso a muy grueso. Presenta fenocristales de feldespato potásico de hasta 4 cm, de cuarzo y plagioclasa mas pequeños que va de 0.4 a 1 cm, presenta mineral oscuro intersticialmente, al parecer biotita que le da el color oscuro a la roca.

Descripción petrográfica: Presenta textura granoporfioblástica. Matriz 60% de cuarzo y biotita secundarios, fenocristales 40% que corresponden a feldespato potasico 25% , plagioclasa 10% y cuarzo 5%. Esta roca presenta abundante feldespato potásico en su variedad de ortoclasa, además, cuarzo y plagioclasa (oligoclasa), y biotita recristalizada. Se aprecia ligera deformación evidenciada por los cristales de cuarzo con extinción ondulante y biotita en microhojuelas rodeando fenocristales, menor cantidad de plagioclasa alteradas a sericita y minerales arcillosos reconocible por su habito prismático y tenue maclado. Microhojuelas de biotita inferiores al milímetro, esta se presenta intersticialmente e intracristalina en el feldespato principalmente.

Observaciones: Presenta moderada alteración hidrotermal que consiste en biotita y cuarzo, y en sericita y minerales arcillosos.

Muestra: 20

Localización: 3305002 N, 533712 E

Tipo de roca: Pórfido riolítico

Descripción megascópica: Roca de color blanco, en partes con tonos naranjas por la presencia de óxidos. Presenta textura porfídica con una matriz fina no distinguible, presenta fenocristales de cuarzo y feldespato en cristales de 2 a 6 mm. Contiene abundante óxidos y piritita diseminada en poca cantidad.

Descripción petrográfica: Presenta textura porfídica. Matriz en 65%, fenocristales 35%, que corresponden a feldespato potásico 17%, cuarzo 9%, plagioclasa 7%, biotita 2% y opacos 2%. Roca con fenocristales de feldespato, cuarzo, plagioclasa (oligoclasa) y biotita, de matriz fina microcristalina, constituida de cuarzo y feldespato en partes presenta un débil desarrollo de estructuras esferulíticas, en partes con textura mirmequítica y poikilítica. Los fenocristales de cuarzo presentan una forma dipiramidal de hasta 4 mm, los de feldespato potásico son subhedrales van de 3 a 6 mm, la plagioclasa en cristales prismáticos de 2 a 3 mm débilmente alterados sericita y minerales arcillosos y esporádicos cristales de biotita de 1 a 2 mm., además, escasos minerales opacos de un tamaño alrededor de 1.5 mm.

Observaciones: Presenta débil alteración hidrotermal que consiste en sericita, minerales arcillosos y menor piritita.

Muestra: 21

Localización: 3304893 N, 533697 E

Tipo de roca: Diorita de grano fino

Descripción megascópica: Roca color verde a gris claro, de textura holocristalina de grano fino, equigranular. El mineral mas abundante es la plagioclasa de un tamaño de 0.5 a 1 mm. El color verde que presenta se debe a la presencia de clorita y biotita en toda la roca así como en pequeñas vetillas con cuarzo y pirita, se aprecia débilmente la presencia de cuarzo intersticial.

Descripción petrográfica: Presenta textura holocristalina, equigranular. Presenta plagioclasa en un 65%, cuarzo 5%, biotita-hornblenda 22% y opacos 8%. La roca esta constituida en su mayoría por plagioclasa (limite oligoclasa-andesina) de forma prismática de tamaño general de 0.3 a 0.5 mm, presenta hornblenda de alrededor 0.3 mm, además biotita intersticial alterada a clorita asociada a minerales opacos, el cuarzo es también intersticial en finos cristales.

Observaciones: Presenta alteración hidrotermal que consiste en clorita y pirita, el cuarzo es muy probablemente un mineral tardío.

Muestra: 24

Localización: 3304862 N, 531102 E

Tipo de roca: Pórfido riolítico

Descripción megascópica: Roca de color blanco con tonos naranjas por la presencia de óxidos.

Presenta textura porfídica con una matriz fina, los fenocristales consisten de cuarzo, feldespato y menor plagioclasa en un tamaño de 3 a 5 mm. Hay pirita en poca cantidad diseminada y al pare-cer sericita.

Descripción petrográfica: Roca de textura porfídica. Presenta una matriz fina constituida de cuarzo y feldespato 65% y fenocristales en 35% que corresponden a plagioclasa 10% (limite oligoclasa-andesina), cuarzo 7%, feldespato potásico 5% y biotita 3%. La plagioclasa se presenta en cristales prismáticos que van de 2 a 5 mm alterados a sericita y minerales arcillosos, el feldespato en cristales subhedrales de 3 a 4 mm, el cuarzo en cristales con tendencia a una forma dipiramidal. La roca presenta una alteración hidrotermal pervasiva fuerte que consiste de minerales arcillosos y sericita, también hay minerales opacos asociados a la biotita.

Observaciones: Esta roca presenta fuerte alteración hidrotermal que consiste de minerales arcillosos y sericita.

Muestra: 25

Localización: 3304813 N, 530800 E

Tipo de roca: Granodiorita de biotita

Descripción megascópica: Roca color gris a rosáceo, presenta cuarzo, plagioclasa, feldespato y biotita, de textura holocristalina, ligeramente porfídica de grano medio. presenta grandes cristales de plagioclasa de hasta 1.5 cm. Se aprecia débil alteración por la presencia de sericita y menor pirita.

Descripción petrográfica: Esta roca presenta textura holocristalina, hipidiomórfica y ligeramente porfídica de grano medio. Constituida por plagioclasa en un 45%, feldespato potásico 10%, cuarzo 25% (primario y secundario), biotita secundaria 10% y opacos 5%. La plagioclasa (albita) se presenta en cristales que alcanzan hasta 1.1 cm alterados a sericita, también presenta cuarzo y feldespato potásico alterados a minerales arcillosos y sericita, presenta dos tipos de biotita, una primaria en cristales de alrededor de un milímetro ligeramente cloritizada y microcristales de biotita secundaria de 0.2 a 0.4 mm alterados a

clorita y asociados a minerales opacos, la cual rellena microvetillas. Presenta cuarzo secundario asociado a sericita.

Observaciones: Esta roca presenta moderada alteración hidrotermal, la cual consta de dos etapas; la primera representada por biotita y pirita y la segunda por cuarzo, sericita y menor pirita.

Muestra: 29

Localización: 3304847 N, 529885 E

Tipo de roca: Granodiorita de biotita

Descripción megascópica: Roca de color blanco rosáceo. Presenta cuarzo, feldespato, plagioclasa y biotita, con textura holocristalina de grano medio, ligeramente porfídica. Además, presenta pirita diseminada en poca proporción. Los cristales más grandes son los de plagioclasa y feldespato que van de 0.5 a 1.5 cm.

Descripción petrográfica: Roca de textura holocristalina, hipidiomórfica, ligeramente porfídica y presenta además feldespatos con un carácter micropertítico. Presenta plagioclasa en un 38% (andesina), feldespato potásico 19% (ortoclasa), cuarzo 33%, biotita 8% y minerales opacos 2%.

El tamaño de los cristales va de 2 a 5 mm para el cuarzo y de 3 a 7 mm para los de feldespato y plagioclasa y la biotita alrededor de 2 a 3 mm débilmente alterada a clorita.

La plagioclasa y el feldespato están alterados a minerales arcillosos y sericita, también hay sericita relleno de microfracturas, hay minerales opacos en pequeña cantidad.

Observaciones: Esta roca presenta débil alteración hidrotermal que consiste en minerales arcillosos y sericita, con menor pirita.

Muestra: 30

Localización: 3305251 N, 530523 E

Tipo de roca: No se reconoce la roca original por la fuerte alteración que presenta

Descripción megascópica: Roca de color blanco con tonos rojizos y naranjas por la presencia de óxidos. Constituida por sericita y cuarzo, presenta además óxidos y pirita. La textura o minerales originales no se distinguen.

Descripción petrográfica: Presenta abundante cuarzo (secundario) 65%, sericita 27%, biotita? 4% y minerales opacos 4%. Se aprecian pseudomorfos de biotita primaria decolorada, en cristales prismáticos de 2 a 3 mm, la cual está afectada por minerales opacos.

Observaciones: La roca presenta fuerte alteración hidrotermal que consiste en cuarzo, sericita y minerales opacos. La presencia de pseudomorfos de biotita primaria puede indicar un origen intrusivo de la roca.

Muestra: 31

Localización: 3305203 N, 530639 E

Tipo de roca: No se reconoce por la fuerte alteración que presenta

Descripción megascópica: Roca de color blanco con tonos naranjas y rojizos por la presencia de óxidos. Constituida por sericita y cuarzo, con mayor cantidad de sericita, también presenta óxidos y pirita. La textura original no se aprecia con certeza, pero a nivel de afloramiento aparenta la de un intrusivo fuertemente alterado.

Descripción petrográfica: constituida por sericita y cuarzo, además de minerales opacos de alrededor un milímetro. Los minerales primarios no se distinguen, ni sus pseudomorfos, así como tampoco su textura original.

Observaciones: Esta roca presenta fuerte alteración hidrotermal que consiste en sericita y cuarzo.

Muestra 32

Localización: 3305445 N, 530822 E

Tipo de roca: No se reconoce, esto debido a la fuerte alteración que presenta

Descripción megascópica: Roca muy similar a las muestras 30 y 31, de color blanco con tonos naranjas y rojizos. Constituida por cuarzo y sericita, también presenta óxidos y pirita. Esta roca es afectada por vetillas con cuarzo, pirita y hematita de alrededor de 1 a 2 cm de espesor.

Descripción petrográfica: Constituida por cuarzo 39%, sericita 57% y minerales opacos 4% de alrededor de 1 a 1.5 cm. La textura original y minerales primarios no se distinguen por la fuerte alteración.

Observaciones: Esta roca presenta fuerte alteración hidrotermal que consiste en sericita y cuarzo y la presencia de minerales opacos como pirita y óxidos.

Muestra 33

Localización: 3305511 N, 530971 E

Tipo de roca: No se reconoce debido a la fuerte alteración que presenta

Descripción megascópica: Roca muy similar a las muestras 30, 31 y 32, de color blanco con tonos naranjas y rojizos. La textura original no se aprecia debido a la fuerte alteración que presenta, además hay óxidos y pirita.

Abundantes vetillas con cuarzo y hematita de espesores de 3 a 5 cm afectan a esta roca en afloramiento.

Descripción petrográfica: Constituida por cuarzo 66%, sericita 25% y minerales opacos 4%. Se aprecia en esta lámina una vetilla de cuarzo asociada con minerales opacos. La textura original y minerales primarios no se distinguen debido a la fuerte alteración.

Observaciones: Esta roca presenta fuerte alteración hidrotermal que consiste en cuarzo y sericita, con mayor presencia de cuarzo, además esta asociado a minerales opacos.

Muestra 35

Localización: 3305918 N, 534702 E

Tipo de roca: Pórfido riolítico

Descripción megascópica: Roca de color blanco a rosáceo, de textura porfídica. Presenta fenocristales de cuarzo y feldespato de alrededor de 1 a 3 mm, la matriz es de grano fino, no se distingue su mineralogía. Se aprecian estructuras tipo "boxworks" de alrededor de un milímetro en ocasiones rellenas de material blanco muy fino, probable sericita.

Descripción petrográfica: Roca de textura porfídica, de matriz fina microcristalina pobremente desarrollada casi afanítica, constituida por cuarzo y feldespato. La matriz constituye un 73% y los fenocristales 27%, que corresponden a cuarzo 15%, plagioclasa 5%, feldespato 3%, biotita 2% y minerales opacos 2%. Los fenocristales de cuarzo de 1 a 3 mm, presentan una forma dipiramidal, en los que se aprecia alrededor de estos un borde de reacción, esto implica un enfriamiento rápido de la roca, fenocristales prismáticos de plagioclasa (oligoclasa) de 0.7 a 1 mm débilmente alterados a sericita, fenocristales

subhedrales de feldespato potásico de 0.5 a 1 mm, además, presenta cristales prismáticos de biotita (primaria) de 1 a 1.2 mm, con trazas de clorita. Se aprecia la matriz moderadamente sericitizada y minerales opacos de alrededor 0.6 mm.

Observaciones: Esta roca presenta alteración hidrotermal que va de débil a moderada que consiste en sericita y menor clorita.

Muestra 36

Localización: 3306191 N, 534547 E

Tipo de roca: Gneis

Descripción megascópica: Roca de color gris a gris oscuro, compacta dura. Constituida por cuarzo y feldespato. Presenta tamaño de grano medio, se aprecia con deformación evidenciada por bandas oscuras de minerales con orientación preferencial constituidas de biotita.

Descripción petrográfica: Roca constituida por cuarzo (primario y secundario), feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa) y biotita primaria, el tamaño general de los cristales es de 3 a 5 mm. Presenta textura granolepidoblástica con una tenue foliación evidenciada por el alargamiento de los cristales, esta no es muy evidente debido a la moderada alteración que presenta. Contiene microhojuelas de biotita secundaria intracrystalina e intersticialmente asociada a los pocos minerales opacos que se encuentran. El cuarzo presenta extinción ondulante y ligero alargamiento de los cristales, hay cuarzo de origen hidrotermal el cual afecta gran parte de la roca junto con sericita.

Observaciones: Esta roca presenta moderada alteración hidrotermal, que consiste en dos fases, la primera con biotita y una posterior mas marcada de cuarzo y sericita.

Muestra 38

Localización: 3306443 N, 534587 E

Tipo de roca: Granodiorita

Descripción megascópica: Roca de color claro que va de un blanco rosáceo a gris claro, de textura ligeramente porfídica de grano medio. Presenta fenocristales de feldespato y plagioclasa de hasta 1.2 cm, de cuarzo de menor tamaño, biotita de alrededor de 5 mm. Esta roca en afloramiento se ve afectada por ocasionales vetillas con cuarzo y feldespato de alrededor de 1.5 cm de espesor.

Descripción petrográfica: Roca de textura holocrystalina ligeramente porfídica de grano medio. Constituida por cuarzo principalmente primario 29%, feldespato potásico (ortoclasa) 18%, plagioclasa 43%, biotita 8% y minerales opacos 2%. Presenta cristales anedrales de cuarzo de 2 a 5 mm, subhedrales de feldespato de 3 a 5 mm, cristales prismáticos de plagioclasa (oligoclasa) de 3 a 7 mm talla y de biotita subhedrales que van de 2 a 6 mm. Como accesorio se encuentra el apatito. Se aprecia una introducción de cuarzo hidrotermal que afecta moderadamente a la roca, este cuarzo se manifiesta en pequeños cristales de alrededor 1.5 mm.

Observaciones: Esta roca presenta moderada a débil alteración hidrotermal que consiste en cuarzo y una débil presencia de sericita en las plagioclasas.

Muestra: 39

Localización: 3306465 N, 534330 E

Tipo de roca: Granodiorita

Descripción megascópica: Roca color claro va de un blanco a un gris con tonos amarillentos, presenta una textura holocristalina con tendencia equigranular de tamaño de grano medio. Constituida por cuarzo, feldespato, plagioclasa y biotita en poca cantidad. En afloramiento esta roca se encuentra bastante fracturada y es cortada por vetas de cuarzo de distintos espesores que van de 5 hasta 30 cm.

Descripción petrográfica: Roca de textura holocristalina, hipidiomórfica, de grano medio. Constituida por cuarzo principalmente primario 31%, feldespato 18%, plagioclasa 42% (oligoclasa), biotita 7% y minerales opacos 2%. Cristales de cuarzo anhedrales de 2 a 4 mm, los de feldespato que corresponden principalmente a microclina de 3 a 5 mm y de plagioclasa (oligoclasa) en cristales prismáticos de 2 a 4 mm, los de biotita subhedrales van de 1 a 2.5 mm y los escasos minerales opacos son de alrededor 1 mm. Se aprecia moderada introducción de cuarzo de origen hidrotermal en cristales de alrededor de 1 a 1.5 mm.

Observaciones: Esta roca presenta alteración hidrotermal que va de débil a moderada consistiendo en cuarzo.

Muestra: 40

Localización: 3305510 N, 534241 E

Tipo de roca: Granodiorita

Descripción megascópica: Roca de color gris a gris ligeramente oscuro. De textura porfídica, de grano medio. Constituida por cuarzo, feldespato y plagioclasa, además de abundante biotita, presenta sulfuros magnetita, pirita y menor calcopirita. El tamaño de los cristales de la matriz es de alrededor de 2 mm y la de los fenocristales de feldespato y plagioclasa de hasta 1.3 cm. La roca presenta propiedades magnéticas y en afloramiento también presenta carbonatos de cobre, malaquita y crisocola.

Descripción petrográfica: Presenta textura holocristalina, hipidiomórfica, ligeramente porfídica, de grano medio. Roca constituida por cuarzo 26%, feldespato 24%, plagioclasa 43%, biotita 5% y minerales opacos 2%. Cristales anhedrales de cuarzo de 2 a 4 mm, subhedrales de feldespato potásico de 3 a 7 mm, la plagioclasa en cristales prismáticos va de 2 a 3 mm y subhedrales de biotita de 1 a 2.5 mm. La plagioclasa (oligoclasa) se muestra débilmente alterada a sericita, la biotita se presenta moderadamente cloritizada. Se aprecian minerales opacos de alrededor 1 mm. Como minerales accesorios tenemos circón y esfena.

Observaciones: Esta roca presenta débil alteración de las plagioclasas y biotitas, que consiste en sericita y clorita.

Muestra: 42

Localización: 3306273 N, 534270 E

Tipo de roca: Pórfido riolítico

Descripción megascópica: Roca de color blanco a gris claro, con tonalidades amarillentas y rojizas. Presenta textura porfídica de matriz fina y fenocristales de hasta 4 mm, de cuarzo y feldespato, contiene óxidos en fracturas y pirita diseminada.

Descripción petrográfica: Roca de textura porfídica, de matriz fina microcristalina. Constituida por una matriz de cuarzo y feldespato 74% y por fenocristales 26%, que corresponde a cuarzo 5%, feldespato 14%, plagioclasa 5% y a minerales opacos 2%. Presenta fenocristales de cuarzo de 1 a 3 mm con tendencia a presentar una forma

dipiramidal, de feldespato subhedrales que van de 2 a 4 mm y fenocristales prismáticos de plagioclasa (oligoclasa). Se aprecia sericita en la matriz y cuarzo de origen hidrotermal, microfracturas rellenas de óxidos

Observaciones: Esta roca presenta moderada alteración hidrotermal que consiste en cuarzo y sericita.

Muestra: 43

Localización: 3305968 N, 533815 E

Tipo de roca: Gneis cuarzofeldespático

Descripción megascópica: Roca de color gris a gris oscuro. Presenta deformación evidenciada por la presencia de bandas claras y oscuras de minerales, de grano fino a medio. Constituida por cuarzo, feldespato, plagioclasa y biotita al parecer secundaria. Presenta piritita y óxidos

Descripción petrográfica: Roca constituida por cuarzo (primario y secundario), feldespato y plagioclasa y biotita secundaria, presenta textura granolepidoblástica que consiste en una ligera deformación de los cristales, presentando el cuarzo extinción ondulante. El tamaño de los cristales va de 2 a 4 mm. Presenta abundante cuarzo y biotita en microhojuelas de origen hidrotermal.

Observaciones: Esta roca presenta alteración hidrotermal que va de moderada a fuerte, que consiste en biotita y cuarzo.

Muestra 44

Localización: 3306012 N, 533577 E

Tipo de roca: Pórfido de cuarzo feldespato

Descripción megascópica: Roca de color blanco intenso, con tonos naranjas y amarillentos en superficie intemperizada y en fracturas. Presenta textura porfídica. Dentro de la mineralogía primaria solo se reconocen ojos de cuarzo, en cristales subhedrales que van de 2 a 10 mm, , la mineralogía secundaria constituye gran parte de la roca, esta consiste en sericita y cuarzo, y trazas de piritita y hematita. Los cristales de sericita alcanzan hasta 4 mm

Descripción petrográfica: Presenta textura porfídica, con una mineralogía primaria que consiste en 23% fenocristales cuarzo y 3% de plagioclasa embebidos en 74% cuarzo y sericita secundarios. El cuarzo primario, se presenta en fenocristales subhedrales a anhedrales que van de 3 a 8 mm. La plagioclasa se presenta en cristales prismáticos que van de 1.5 a 3 mm, que corresponde tentativamente a albita, parcialmente reemplazados por sericita fina. El cuarzo secundario y sericita comprenden gran parte de la mineralogía que se presenta. El cuarzo secundario en cristales anhedrales inferiores al milímetro hasta 1.5 mm. La sericita se presenta en cristales subhedrales con tendencia prismática que regularmente no sobrepasan el milímetro, pero llegan a alcanzar hasta 3 mm. Se aprecian trazas de minerales opacos y de óxidos.

Muestra 45

Localización: 3305610 N, 533798 E

Tipo de roca: Granito-gneis (Granito Crestón)

Descripción megascópica: Roca de color blanco a gris claro. Presenta textura holocristalina de grano medio a grueso, constituida por cuarzo, feldespato y plagioclasa, el tamaño de los cristales es de alrededor de 4 a 5 mm. Presenta alteración que consiste en cuarzo y sericita, pero se aprecian relictos de cuarzo, feldespato y plagioclasa, biotita en pequeños cristales.

Se observa en parte tenue deformación de los cristales y el desarrollo de bandas claras y oscuras de minerales.

Descripción petrográfica: Presenta textura holocristalina, apenas apreciable debido a la fuerte alteración que presenta. Roca constituida por minerales secundarios en un 70% principalmente cuarzo, sericita y minerales opacos, además biotita, y por minerales primarios en un 30% que corresponden a plagioclasa 18%, feldespato 10% y ferromagnesianos 2%. La biotita secundaria se aprecia en microcristales inferiores al milímetro, cristales prismáticos de plagioclasa (oligoclasa) de 4 a 5.5 mm parcialmente alterados a sericita, cristales anhedrales de feldespato de 3 a 4 mm alterados a sericita y escasos minerales opacos de alrededor 1 mm.

Observaciones: Esta roca presenta alteración hidrotermal que va de moderada a fuerte, que consiste en dos fases una primera con biotita en microhojuelas y otra de cuarzo y sericita.

Muestra 52

Localización: 3306703 N, 533675 E

Tipo de roca: Granodiorita de biotita

Descripción megascópica: Roca de color claro que va de gris claro a rosáceo. Presenta textura porfídica de grano medio, en un matriz de cristales de aproximadamente 1 a 2 mm.

Constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato y biotita, también presenta pirita.

Fenocristales de cuarzo y feldespato de 3 a 4 mm, se aprecia además trazas de clorita y pirita.

Descripción petrográfica: Presenta textura holocristalina, glomeroporfídica, de grano medio. Roca constituida por fenocristales de cuarzo 15%, plagioclasa 50% (oligoclasa), feldespato potásico 14% y biotita 6%. La matriz es de grano medio a fino, constituida por cuarzo en cristales de 0.5 a 0.8 mm con menor feldespato y sericita. Fenocristales prismáticos de plagioclasa de 3 a 4.5 mm parcialmente sericitizados, de cuarzo anhedrales de 2 a 3 mm, de feldespato subhedrales de 2 a 3 mm, la biotita se presenta cloritizada en cristales de 1 a 1.5 mm, presenta además trazas de epidota y minerales opacos en poca cantidad.

Observaciones: Esta roca presenta moderada alteración hidrotermal que consiste en sericita, clorita y epidota.

Muestra 58

Localización: 3304938 N, 532966 E

Tipo de roca: Pórfido riolítico

Descripción megascópica: Roca de color blanco. Presenta textura porfídica de matriz fina, con fenocristales de cuarzo y feldespato de alrededor de 3 a 4 mm, se aprecian microcristales de biotita y clorita, presenta óxidos y menor pirita.

Descripción petrográfica: Presenta textura porfídica, de matriz fina microcristalina. Constituida por una matriz de cuarzo y feldespato 75% y por fenocristales 25% que corresponden a cuarzo 13%, feldespato 4%, plagioclasa 8% y a biotita 1%. Presenta fenocristales de cuarzo de forma dipiramidal de 2 a 4 mm, de feldespato subhedrales de 2 a 3 mm y de plagioclasa en cristales prismáticos de 1 a 2 mm alterados a sericita, así como la matriz débilmente sericitizada. También se aprecian trazas de biotita secundaria en pequeños cristales inferiores al milímetro alterados a clorita y asociados a turmalina.

Observaciones: Esta roca presenta débil alteración hidrotermal que consiste en biotita alterada a clorita y presencia de sericita.



Muestra 59

Localización: 3304858 N, 532989 E

Tipo de roca: Dique riolítico

Descripción megascópica: Roca de color blanco con ligero tono verdoso, bastante dura. Presenta textura porfídica de matriz fina con fenocristales de cuarzo y feldespato, además de biotita, el tamaño de estos fenocristales va de 2 a 3 mm. Se aprecia también epidota y menor piritita. Por la dureza de la roca se deduce silicificación.

Descripción petrográfica: Esta roca presenta textura porfídica de matriz afanítica. Constituida por una matriz afanítica 80% y por fenocristales 20% que corresponden a cuarzo 7%, feldespato 9% y plagioclasa 4%. Fenocristales anhedrales de cuarzo de 1 a 2 mm, de feldespato de 2 a 3 mm y plagioclasa (andesina) de 2 a 4 mm parcialmente sericitizada y epidotizada. Escasos cristales de biotita parcialmente epidotizados y asociada a minerales opacos. La matriz esta constituida por cuarzo.

Observaciones: Esta roca presenta moderada alteración hidrotermal, que consiste en cuarzo, sericita y epidota.

Muestra 61

Localización: 3306427 N, 529798 E

Tipo de roca: Cuarzomonzonita ?

Descripción megascópica: Roca de color gris claro con tonos rosáceos. Presenta alteración pero deja ver una textura relicta holocristalina de grano medio. Constituida por cuarzo, feldespato, plagioclasa y biotita, es difícil distinguir cual es la proporción de las fases por la fuerte presencia de sericita y óxidos de color naranja y negro, se aprecian cristales de feldespato y plagioclasa de alrededor de 2 a 3 mm, así como de cuarzo.

Descripción petrográfica: Presenta textura holocristalina de grano medio, apenas apreciable por la alteración que presenta. Roca constituida minerales secundarios en un 60% que consisten en cuarzo y sericita, y minerales primarios 40% que corresponden a feldespato 22%, plagioclasa 8% y a biotita 10%. Cristales anhedrales de feldespato de 3 a 4 mm parcialmente alterados a sericita y de plagioclasa de 2 a 3.5 mm casi totalmente reemplazados por sericita. Se aprecia una fuerte introducción de cuarzo y sericita, que apenas deja reconocer una textura relicta holocristalina se aprecian trazas de biotita en microhojuelas inferiores al milímetro parcialmente cloritizadas y asociada a minerales opacos.

Observaciones: Esta roca presenta fuerte alteración hidrotermal, que consiste en biotita cloritizada y en una fuerte presencia de cuarzo y sericita.

Muestra 64

Localización: 3306000 N, 530150 E

Tipo de roca: Cuarzomonzonita

Descripción megascópica: Roca de color gris claro con tonos rosáceos. Presenta textura holocristalina, ligeramente porfídica de grano medio a grueso. Constituida por cuarzo, feldespato, plagioclasa y menor biotita, fenocristales de feldespato de hasta 1 cm, y presencia de biotita en pequeños cristales de alrededor 1 mm.

Se aprecia la introducción de sericita y abundantes óxidos en fracturas.

Descripción petrográfica: Presenta textura holocristalina, poikilitica, de grano grueso. Constituida por cuarzo 20%, feldespato 36% (microclina), plagioclasa 34%(oligoclasa) y biotita 5%, minerales secundarios en un 5% consistiendo en cuarzo y sericita. cristales anhedrales de cuarzo que van de 3 a 4 mm, anhedrales de feldespato principalmente microclina en cristales de 5 a 8 mm y prismáticos de plagioclasa (oligoclasa) de 2 a 5 mm parcialmente sericitadas. Se aprecia escasa biotita primaria en pequeños cristales de alrededor un milímetro débilmente cloritizada. Presenta moderada introducción de sericita-muscovita y cuarzo.

Observaciones: Esta roca presenta moderada alteración hidrotermal que consiste en sericita-muscovita y cuarzo.

Muestra 65

Localización: 3305888 N, 530326 E

Tipo de roca: Pórfido riolítico

Descripción megascópica: Roca de color blanco, de textura de porfídica, ya que presenta pequeños fenocristales de cuarzo y feldespato de alrededor de 2 a 4 mm, la matriz es casi afanítica. Presenta piritita disseminada y óxidos en fracturas.

Descripción petrográfica: Presenta textura porfídica de matriz microcristalina. Constituida por una matriz 85% de cuarzo y feldespato, y por fenocristales 15% que corresponde a cuarzo 9% y a feldespato 6%. Fenocristales de cuarzo de alrededor de 2 a 4 mm, estos presentan un borde de reacción constituido por cuarzo y feldespato, fenocristales de feldespato potásico de 2 a 3 mm. La la matriz se presenta sericitizada y con minerales opacos disseminados.

Observaciones: Esta roca presenta moderada alteración hidrotermal que consiste en sericita.

Muestra 66

Localización: 3305850 N, 530460 E

Tipo de roca: Cuarzomonzonita ?

Descripción megascópica: Roca de color gris claro con tonos rosáceos. La roca se presenta alterada, pero deja ver una posible textura holocristalina de grano grueso. Cristales de cuarzo y feldespato en cristales de 2 a 5 mm y posible plagioclasa. Se aprecia introducción de cuarzo y sericita, y abundantes óxidos en fracturas.

Descripción petrográfica: Presenta textura holocristalina, hipidiomórfica de grano medio. Constituida por mineralogía primaria en un 53% y por mineralogía hidrotermal en 47% consistiendo en cuarzo y sericita. La mineralogía primaria corresponde a cuarzo 10%, feldespato 24% y a plagioclasa 19%.(secundario y primario), feldespato (microclina) y plagioclasa. Cristales anhedrales de cuarzo de 1.5 a 2 mm, subhedrales a anhedrales de feldespato de 3 a 5 mm y prismáticos de plagioclasa (oligoclasa) de 3 a 4 mm, las cuales se presentan casi totalmente reemplazadas por sericita. Hay una fuerte introducción de cuarzo secundario junto con sericita, no se aprecian ferromagnesianos.

Observaciones: Esta roca presenta fuerte alteración hidrotermal que consiste en cuarzo y sericita.



BIBLIOTECA
DE CIENCIAS EXACTAS
Y NATURALES

