





Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

*A Anny,  
Nuestros hijos  
Ana Luisa y Luis Carlos  
Por su amor y compañía.*

## **AGRADECIMIENTOS**

Este trabajo de tesis fue realizado gracias al apoyo del CONACYT (beca #163258) y del proyecto PAPIIT-DGAPA-UNAM IN106603 otorgado al Dr. Martín Valencia Moreno.

De manera especial, quiero expresar mi agradecimiento a mi asesor el Dr. Martín Valencia Moreno por su paciencia y perseverancia durante mi permanencia como estudiante del Posgrado en Ciencias de la Tierra, y sobre todo por su valiosa amistad y consejos. Extiendo este sincero agradecimiento al resto del Comité Académico formado por el Dr. Carlos González León, quien fue un excelente guía en mi recorrido académico en el posgrado, el Dr. Lucas Ochoa Landín, por sus valiosos comentarios sobre el tema apasionante de la génesis de los yacimientos minerales, y a los doctores José Luis Rodríguez Castañeda y Thierry Calmus por compartir conmigo sus experiencias y conocimientos sobre geología estructural, lo cual me ayudó grandemente a entender los efectos de la extensión terciaria en la zona de El Crestón. Agradezco también a todos mis maestros del posgrado por su entusiasmo

De manera especial quiero agradecer a los doctores Alexander Iriando del Centro de Geociencias de la UNAM en Juriquilla, Querétaro, y Wayne Premo del U.S. Geological Survey en Denver, Colorado, por su apoyo en los estudios analíticos que se incluyen en este trabajo.

Quiero reconocer además el valioso apoyo de mi compañero Raúl Lugo Zazueta, con quien compartí con entusiasmo las experiencias de geología en el campo. A Manuel Contreras por su hospitalidad en el poblado de Opodepe. Definitivamente, mi estancia en el posgrado no hubiera sido tan agradable sin mis compañeros estudiantes y el personal de apoyo de la Estación Regional Noroeste.

Para ellos mi reconocimiento

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

## CONTENIDO

	Página
INTRODUCCIÓN .....	8
Localización .....	8
Trabajos previos .....	8
Objetivos .....	10
Metodología de trabajo.....	11
Marco geológico regional.....	13
Marco tectónico.....	17
ESTRATIGRAFÍA.....	19
Basamento proterozoico.....	19
<i>Unidad metamórfica proterozoica</i> .....	19
<i>Granito Crestón</i> .....	22
<i>Granito micrográfico</i> .....	25
<i>Unidad sedimentaria neoproterozoica</i> .....	26
Rocas ígneas laramídicas .....	27
<i>Rocas volcanosedimentarias</i> .....	27
<i>Rocas intrusivas</i> .....	28
Rocas volcánicas del Oligoceno.....	31
GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS GRANÍTICAS PROTEROZOICAS .....	33
Metodología .....	33
Elementos mayores .....	33
Elementos traza y tierras raras .....	37
Geocronología U-Pb en circones.....	40
Composición isotópica Rb-Sr y Sm-Nd.....	40
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	46
Estratificación.....	46
Deformación dúctil d1-d2 .....	46
Fallas .....	49
<i>Fallas d3</i> .....	49
<i>Fallas d4</i> .....	51
GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	52
Antecedentes históricos.....	52
Alteración hidrotermal .....	53
Mineralización.....	55
Brechamiento post-mineral .....	57
Génesis del depósito.....	57
DISCUSIÓN.....	58
CONCLUSIÓN .....	61
REFERENCIAS .....	62

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.	9
Figura 2. Mapa geológico regional.	14
Figura 3. Columna geológica compuesta de la región de Opodepe.	15
Figura 4. Mapa geológico del área de estudio.	20
Figura 5. Perfiles geológicos.	24
Figura 6. Diagrama de clasificación QAP.	32
Figura 7. Diagrama de variación de SiO <sub>2</sub> contra la alcalinidad total (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O) para rocas plutónicas.	35
Figura 8. Diagrama de variación de SiO <sub>2</sub> contra K <sub>2</sub> O para los granitoides paleoproterozoicos.	36
Figura 9. Diagrama de discriminación tectónica Y/Nb para granitoides.	38
Figura 10. Diagrama de tierras raras de los granitoides proterozoicos.	39
Figura 11. Imágenes de catodoluminiscencia en granos de circón mostrando los puntos que fueron analizados.	43
Figura 12. Isócrona de U/Pb en circones para el Granito Crestón.	44
Figura 13. Diagrama de las edades modelo basadas en la residencia de Nd.	45
Figura 14. Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de polos de planos de estratificación.	47
Figura 15. Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de polos de planos de foliación.	48
Figura 16. Elementos estructurales del fallamiento del Terciario medio.	50
Figura 17. Sección geológica de la zona mineralizada de El Crestón.	54
Figura 18. Datos estructurales de las vetillas asociadas a la mineralización de molibdeno de El Crestón.	56

Tabla 1. Composición de elementos mayores y traza de los granitos proterozoicos de El Crestón .....34

Tabla 2. Datos analíticos de U-Th-Pb en circones y de Rb-Sr y Sm-Nd en roca total para muestras del Granito Crestón.....42

## RESUMEN

El pórfido de molibdeno El Crestón, ubicado en Sonora central, es un depósito poco común dentro del cinturón laramídico de pórfidos de cobre-molibdeno de la Cordillera occidental de Norte América. La zona mineralizada está hospedada en un bloque en forma de “techo colgante”, constituido por un complejo de rocas ígneo-metamórficas del Proterozoico dominadas por el Granito Crestón, el cual intrusionó a una secuencia de gneises, esquistos, filitas y anfibolitas, cuya distribución espacial es relativamente más restringida. La edad del Granito Crestón en base a U-Pb en circones indicó  $1,730 \pm 9$  Ma. A su vez, estas rocas están cortadas por un intrusivo granítico caracterizado por grandes cristales de feldespato potásico, el cual dio una edad U-Pb en circones de 1,673 Ga. Las rocas del complejo ígneo-metamórfico proterozoico están cubiertas discordantemente por cuarcitas y ortocuarcitas del Proterozoico Tardío-Paleozoico temprano. Luego, el registro estratigráfico está interrumpido hasta el Cretácico Tardío-Terciario temprano, tiempo en el que la intensa actividad volcánica y plutónica laramídica tuvo lugar. Las rocas asociadas a este evento están muy bien expuestas en el área de estudio y están representadas por una secuencia volcánica mayormente andesítica con sedimentos intercalados, la cual está mejor expuesta hacia el sur, en la región de Cerro de Oro. Esta secuencia volcánica está parcialmente cortada por plutones contemporáneos principalmente de composición granodiorítica, los cuales fueron acompañados por una serie de intrusiones tardías de textura porfídica, a las cuales se asocia la mineralización de molibdeno de El Crestón. La edad de los plutones principales no se conoce en el área de estudio, pero pudiera ser muy similar a la edad del Batolito de El Jaralito (~57 Ma) ubicado inmediatamente hacia el oriente de la misma. La edad del evento mineralizante está definida por fechas K-Ar en sericita de 53.1 Ma y 55 Ma, y una edad Re/Os en molibdenita de 53 Ma. Los eventos magmáticos más jóvenes incluyen un domo riolítico expuesto localmente, y diques dioríticos de grano fino que cortan la zona mineralizada. La región en la que se encuentra El Crestón fue afectada por dos importantes eventos de extensión durante el Terciario, los cuales modificaron la geometría original del depósito complicando su interpretación. El primer

evento se reconoce al noreste del área de estudio y está asociado al desarrollo del sistema de complejos de núcleos metamórficos ocurrido en el Terciario medio y caracteriza por fallas ~E-W con echado al norte, las cuales segmentaron y rotaron gran parte de la cubierta pre-batolítica. El segundo evento consiste en fallas sub-verticales con rumbo NNE-SSW, asociadas a la provincia extensional de Sierras y Valles desarrollada principalmente durante el Mioceno. A este evento se asocia la separación de los bloques de la Sierra de Aconchi hacia el este, y el de la zona de El Crestón hacia el oeste, los cuales están actualmente delimitados por el graben del río San Miguel.



## **INTRODUCCIÓN**

### **Localización**

El área de estudio en la zona de El Crestón se localiza a unos 90 km al noreste de la ciudad de Hermosillo, capital del Estado de Sonora, en el Municipio de Opodepe (Fig. 1). Históricamente, esta localidad ha tenido actividad minera ocasional, aunque no de gran relevancia; sin embargo, las impresionantes zonas de oxidación y las altas acumulaciones locales de molibdeno han sido la causa de un interés reiterado por parte de compañías mineras. En la década de los 80's, la compañía AMAX Exploration efectuó una campaña de exploración en la zona de El Crestón, haciendo trabajos de cartografía a detalle, barrenación y estudios de geofísica. No obstante, no existen reportes abiertos al público sobre los resultados de estos estudios. En los años 90's, el Consejo de Recursos Minerales inició una campaña de cartografía geológico-minera de algunas cartas topográficas 1:50,000, que incluyó la carta INEGI Opodepe H12D12. Además de la geología, dicho trabajo incluyó estudios de petrografía, paleontología, alteración hidrotermal y geoquímica de algunas zonas mineralizadas. En general, en la zona de El Crestón esta información muestra un zoneamiento en la mineralogía de alteración y mineralización, la cual tiene cierta similitud con los depósitos tipo pórfido de Mo-Cu.

### **Trabajos previos**

El primer trabajo geológico publicado de la zona mineralizada de El Crestón es un estudio a detalle realizado por León y Miller (1981). En este trabajo, los autores describieron un techo colgante de rocas pre-batolíticas, con el Granito Crestón como la principal roca hospedante de la mineralización. En su trabajo, León y Miller muestran la distribución de alteración-mineralización en una porción del depósito apoyados en información de barrenos, con lo cual sugirieron un modelo genético de tipo pórfido de molibdeno. A escala más regional, existe el estudio cartográfico de la geología de la Hoja de INEGI Opodepe H12D12 escala 1:50,000 realizado por Grijalva-Haro y Figueroa-Valenzuela (1989), en el cual se enfatiza la presencia del basamento proterozoico.

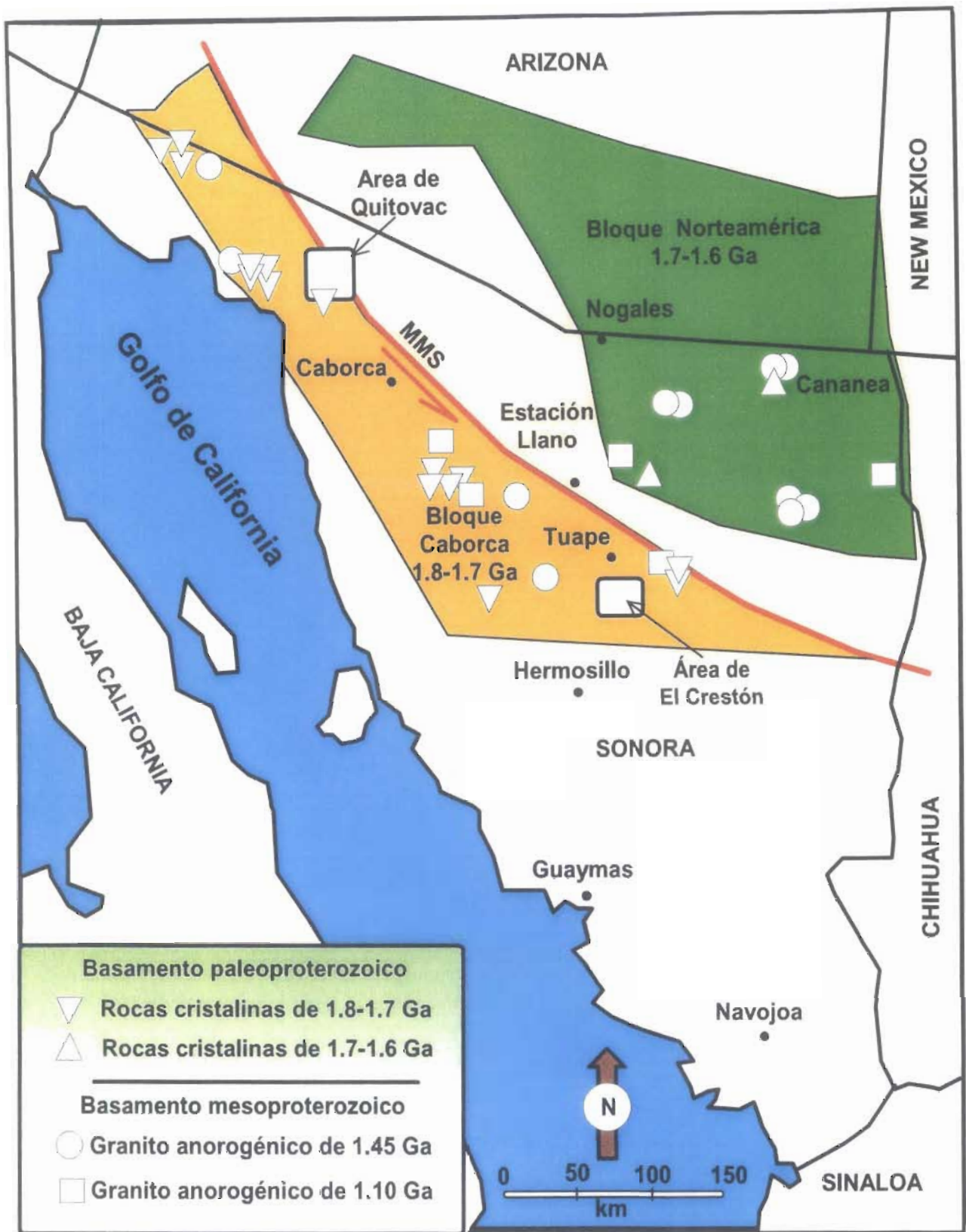


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. MMS: Megacizalla Mojave – Sonora (modificado de Iriondo, 2001).

Rodríguez-Castañeda (1996) realizó un estudio estructural al noreste del poblado de Opodepe donde identifica la presencia de deformación dúctil en rocas proterozoicas. En este estudio se observó una primera fase de deformación en esta región, como resultado de un cizallamiento ocurrido durante el Jurásico Medio-Tardío, y una segunda fase de deformación asociada al cinturón de complejos de núcleo metamórfico (CNM) desarrollado durante una fase extensiva del Paleógeno. Existe también un trabajo realizado por Calmus et al. (1996) en área de San Felipe (Fig. 2), al oeste de Opodepe, donde se muestra que el pórfido y la zona mineralizada asociada, se encuentran desplazados hacia el este a lo largo de una falla de bajo ángulo ligada a la denudación tectónica del Batolito de Aconchi, ocurrida en el Mioceno. En 1998, el Consejo de Recursos Minerales (COREMI) publicó la Carta Geológico-Minera Opodepe escala 1:50,000, ilustrando las zonas de alteración y mineralización, la localización de obras mineras, y la localización de puntos de muestreo con geoquímica de esquirlas y sedimentos de arroyo, petrografía y paleontología. La descripción petrográfica de las unidades intrusionadas por el batolito laramídico muestra que estas rocas fueron afectadas por metamorfismo de contacto, incluyendo un intenso metasomatismo y alteración hidrotermal, que dio lugar al desarrollo de depósitos tipo skarn en los horizontes calcáreos, especialmente hacia el oriente del área en el Batolito de El Jaralito (Fig. 2) y tipo greissen en las rocas silíceas. Rodríguez-Castañeda (1999) sugiere que una secuencia de rocas paleozoicas y mesozoicas que aflora al noreste de Opodepe, fue desprendida de su basamento proterozoico, y posteriormente transportada cerca de 40 km al noreste, a través de un sistema de fallas de despegue, caracterizadas por la falla La Ramada - Agua Caliente (Fig. 2).

## **Objetivos**

El principal objetivo de este estudio fue caracterizar los principales rasgos de la mineralización y el estilo estructural del pórfido de molibdeno El Crestón, con el fin de identificar los aspectos genéticos y los mecanismos que modificaron la geometría original del depósito. Otros objetivos se resumen en la siguiente lista:

- Cartografía geológica del área de El Crestón.

- Estudio petrográfico de las unidades litológicas.
- Descripción del tipo de mineralización y propuesta de un modelo metalogénico para el depósito.
- Análisis estructural, con énfasis en la deformación extensiva del Terciario.
- Debido a que se consideró que las rocas proterozoicas de El Crestón podrían aportar información interesante para la configuración regional del basamento de Sonora, otra de las intenciones del presente estudio fue tratar de reconocer la relación espacial y temporal de estas rocas, con rocas de la misma edad localizadas al noroeste de Sonora, en la zona de Quitovac (Fig. 1).

### **Metodología de trabajo**

Se realizó un estudio fotogeológico y se elaboró un mapa inicial sobre una base topográfica escala 1:50,000, que incluyó las cartas topográficas INEGI H12D-12 (Opodepe) y H12D-14 (La Poza). En el mapa geológico preliminar se identificaron los principales rasgos geomorfológicos, lineamientos y texturas, que ayudaron a formar los criterios para delimitar contactos geológicos y estructuras. Este mapa fue utilizado como referencia para orientar el trabajo de campo. Los diferentes contactos y estructuras geológicas cartografiadas fueron ubicados con un posicionador satelital (GPS) y vaciados posteriormente en el mapa topográfico base.

Para el análisis petrográfico se utilizaron muestras representativas de las unidades litológicas. Las láminas delgadas se analizaron en un microscopio petrográfico marca Olympus, y la abundancia de los constituyentes mineralógicos se determinó utilizando un contador de puntos con una retícula de 0.4 mm, para un total de más de 600 puntos por lámina. En las muestras de rocas ígneas con textura porfídica los cristales de tamaño menor a 0.1 mm fueron considerados como matriz y los mayores como fenocristales (Rendón-Márquez, 1995). Los cristales de un mismo mineral fueron separados en tres grupos: cristales de la matriz, fenocristales y agregados glomerocristalinos. La textura de las rocas ígneas fue asignada siguiendo la nomenclatura propuesta por MacKenzie et al. (1991), mientras que para las rocas metamórficas se utilizó la nomenclatura propuesta por Phillipotts (1989). El nombre de

las rocas piroclásticas fue dado utilizando la clasificación de Le Maitre et al. (1989). En las muestras de rocas sedimentarias la esfericidad de los clastos, así como la clasificación textural, etapa de madurez y nombre, fueron dados utilizando la nomenclatura recomendada por Pettijohn et al. (1987).

Durante la cartografía geológica realizada en la zona de El Crestón se tomaron datos estructurales de las vetas y vetillas asociadas a la mineralización, así como de las fallas más jóvenes que modificaron la geometría original del depósito. El estudio geológico estructural fue dividido en tres partes fundamentales:

1. Análisis descriptivo. Este trabajo consistió en la medición y descripción geométrica de las estructuras. Las estructuras geológicas fueron divididas en tres grupos: a) lineamientos estructurales interpretados, b) estructuras observadas y c) estructuras medidas. Los lineamientos estructurales interpretados, son aquellos rasgos identificados en las fotografías aéreas y planos topográficos; las estructuras observadas son las que se reportan en trabajos previos y de las cuales se conoce su orientación y la dirección de su inclinación; y las estructuras medidas como fallas, fracturas, foliación, vetillas y planos de estratificación fueron cartografiadas y caracterizadas en el campo. En el caso de las fallas se midió su "pitch", el cual representa el ángulo que forma la línea de rumbo de la superficie de falla con la inclinación de la estría. Para reconocer el sentido y la dirección de desplazamiento de las fallas se midió el pitch de las estrías desarrolladas en la superficie de falla.

2. Análisis cinemático. Este estudio estuvo enfocado en manejar los datos estructurales en términos estadísticos para obtener la dirección y el sentido de los ejes cinemáticos que ayuden a entender el mecanismo de la deformación que afectó las rocas del El Crestón. El análisis de los planos estructurales medidos en el campo fue a partir de la proyección estereográfica del círculo máximo y de su polo. Las proyecciones se obtuvieron por medio del procesamiento de los datos estructurales en redes estereográficas de Schmidt en el hemisferio inferior, utilizando los programas de cómputo Stereoplot 1.2 (Ahlgren, 2001) y Georient 9.1 (Holcombe, 2002). La descripción de las estrías de falla se realizó con diagramas de rosas y estereogramas, que muestran la proyección del plano de falla, así como la dirección y el sentido de la

estría. Las direcciones máximas de extensión y de acortamiento se obtuvieron a partir de la distribución promedio de los ejes cinemáticos, calculada a partir de la orientación de las estructuras.

3. Análisis dinámico. Este análisis se realizó para establecer el modelo del mecanismo que produjo la deformación en el área y relacionarlo a un marco tectónico regional. Para diferenciar los distintos eventos de deformación, los datos fueron separados de acuerdo a la posición estratigráfica de las unidades litológicas que afectan. Los datos tomados en rocas proterozoicas y los datos de las rocas más jóvenes fueron procesados por separado.

### **Marco geológico regional**

La región que enmarca la zona de El Crestón muestra dos grupos de rocas cristalinas proterozoicas. El primer grupo consiste de un complejo metamórfico constituido por gneises, augen-gneises, esquistos y lentes de anfibolita. El segundo grupo consiste de tres fases de intrusivos graníticos correspondientes a pulsos magmáticos paleo- y mesoproterozoicos. De acuerdo a las características litológicas, ambos grupos de rocas son parcialmente correlacionables con las rocas metamórficas proterozoicas expuestas en la región de Caborca (Fig. 1), en el noroeste de Sonora (Anderson y Silver, 1981; Nourse et al, 1994; Rodríguez-Castañeda, 1996). Discordantemente sobre estas rocas metamórficas descansa una secuencia de sedimentos clásticos maduros del Proterozoico Tardío (Fig. 3), los cuales se caracterizan por la presencia de ortocuarzitas y conglomerados. Estas rocas han sido previamente reconocidas como Cuarcita Los Changos y Grupo Las Víboras, cuyos principales afloramientos ocurren al norte de Opodepe (Rodríguez-Castañeda, 1999) y en la región de Cerro de Oro, al sur del área de estudio (Stewart et al, 2002), respectivamente. Los afloramientos de rocas paleozoicas son en general escasos en la región de Opodepe, y están representados por pequeños afloramientos de calizas de plataforma del Cámbrico con estratificación gruesa a masiva, localmente marmolizados y ocasionalmente desarrollando depósitos de skarn (Roldán-Quintana, 1991).

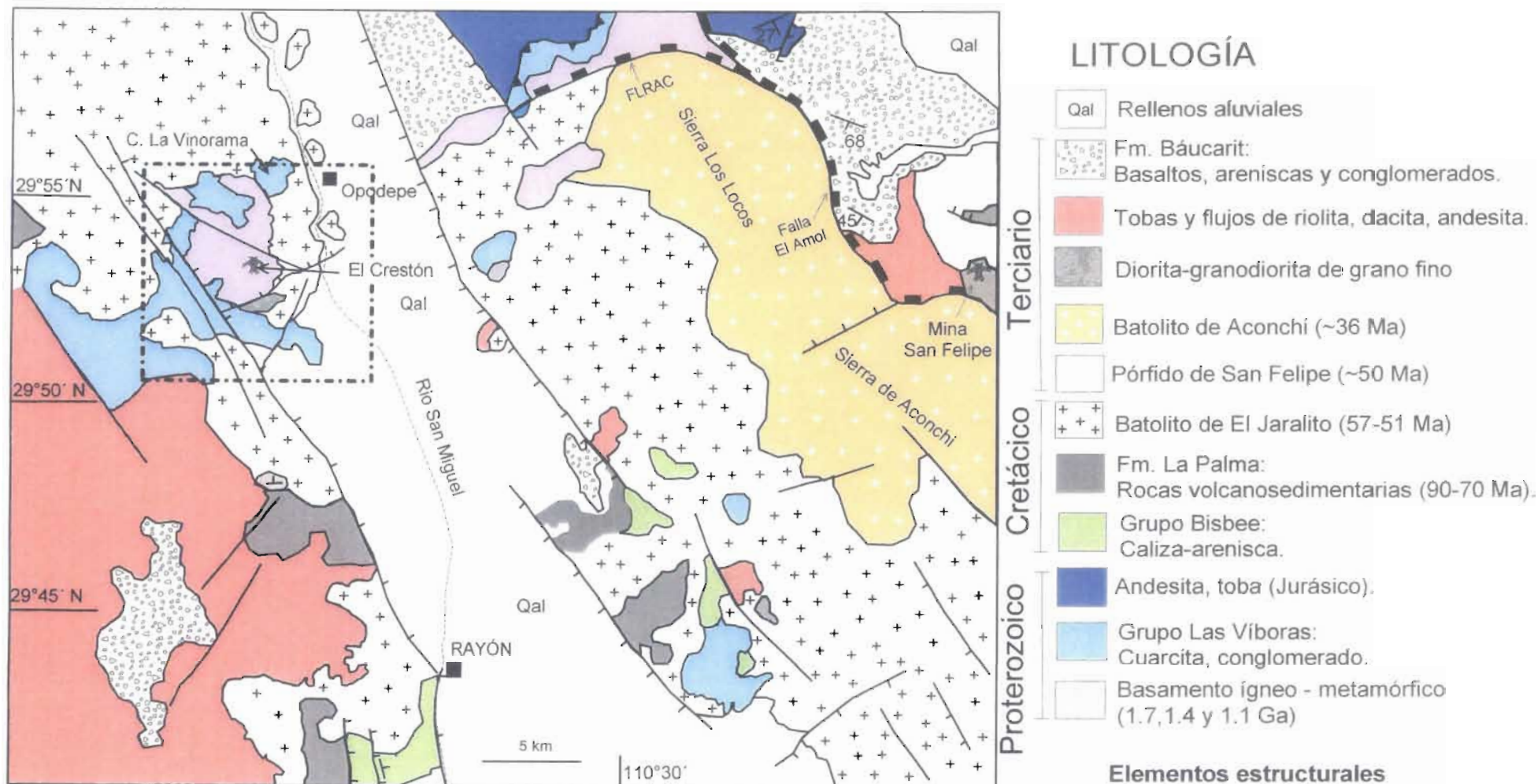


Figura 2. Mapa geológico regional. En el recuadro de la porción superior izquierda del mapa se muestra el área de estudio. FLRAC: Falla La Ramada-Agua Caliente. Modificado de Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro, 1989; COREMI, 1998; Rodríguez-Castañeda, 1999).

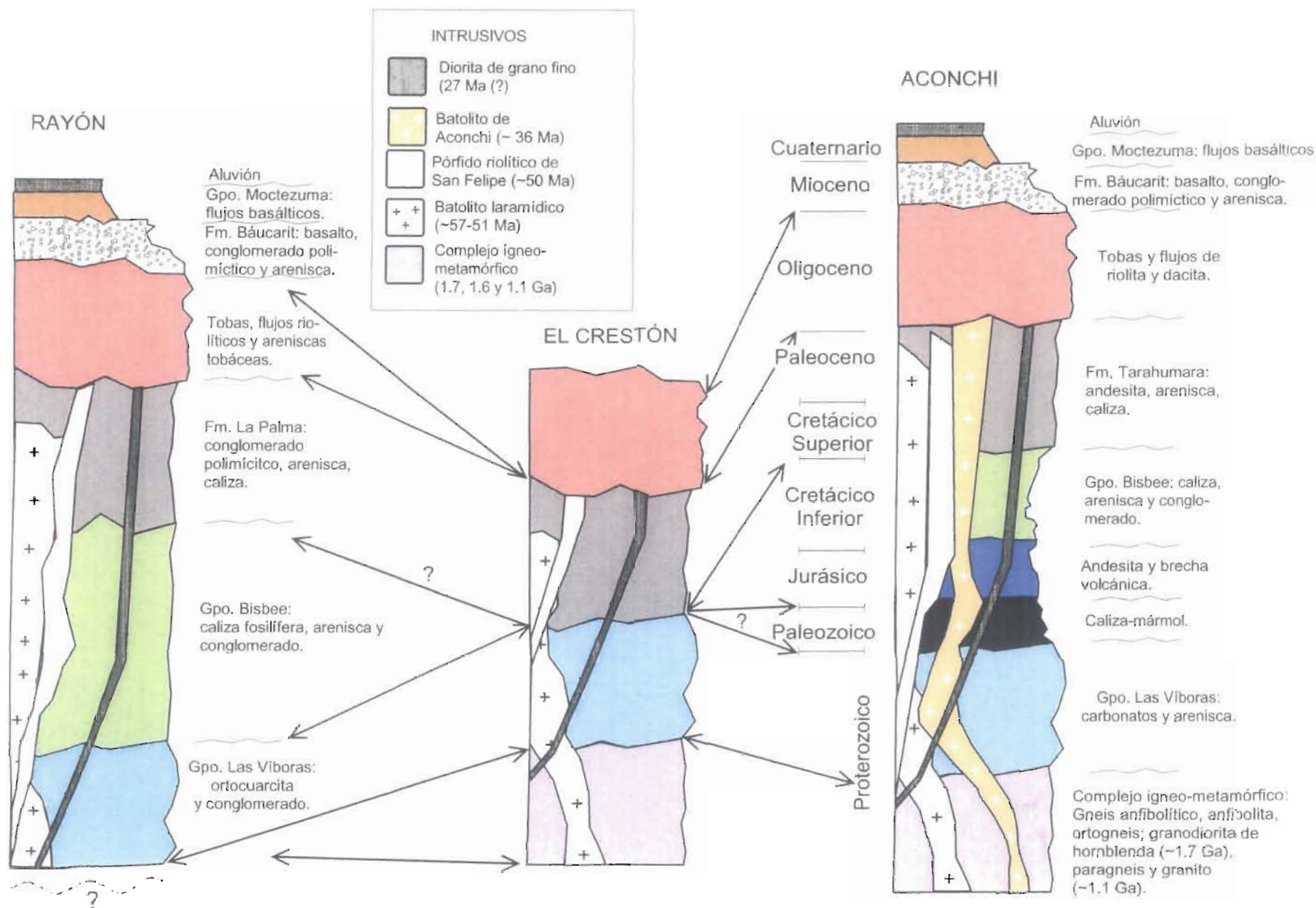


Figura 3. Columna geol3gica compuesta de la regi3n de Opodepe. Modificado de Le3n y Miller, 1981; Gonz3lez-Le3n y Jacques-Ayala, 1988; Grijalva-Haro y Figueroa-Valenzuela, 1989. Espesores 15 esquem3ticos.



Su distribución se restringe a la región cercana al poblado de Aconchi, localizada un poco al oriente del mapa geológico regional (Fig. 2).

El Mesozoico está representado por rocas volcánicas del Jurásico, rocas sedimentarias del Cretácico Temprano y rocas volcanosedimentarias del Cretácico Tardío (Fig. 3). Las rocas volcánicas jurásicas están constituidas por andesitas y afloran al noreste de Opodepe (Fig. 2). El Cretácico Temprano está constituido por calizas arenosas, areniscas de grano fino, limolitas e intercalaciones aisladas de conglomerados con predominancia de clastos de cuarcita. Estas rocas forman afloramientos aislados distribuidos al sur de Opodepe (Fig. 2), principalmente en forma de techos colgantes sobre el batolito laramídico. En la región de Cerro de Oro, San Felipe y en la Sierra de Aconchi, estas rocas se han correlacionado con el Grupo Bisbee (González-León y Jacques-Ayala, 1988). El Cretácico Tardío-Terciario Temprano está representado por un conjunto de rocas volcanosedimentarias y plutónicas asociadas al evento Larámide (Roldán-Quintana, 1991). Las primeras incluyen un conglomerado polimíctico con fragmentos de ortocuarcita y andesita, cubierto por andesitas, tobas dacíticas, traquitas y riolitas, con horizontes de caliza y arenisca intercalados (Fig. 3), las cuales han sido reconocidas como la Formación La Palma (González-León y Jacques-Ayala, 1988) y la Formación El Tuli (Rodríguez-Castañeda, 1994), y más regionalmente como la Formación Tarahumara (McDowell y Mauger, 1994). En la parte central de Sonora, estas rocas indican un rango de edades entre 90 y 70 Ma (McDowell et al., 2001). Las rocas plutónicas asociadas forman grandes batolitos graníticos mejor representados en esta región por el Batolito de El Jaralito (69-51 Ma), los cuales fueron acompañados por pequeñas intrusiones tardías de pórfidos cuarzo-feldespáticos.

Posteriormente, durante el Eoceno se emplazó otro cuerpo granítico reconocido como el Batolito de Aconchi (~36 Ma), el cual difiere grandemente de los intrusivos laramídicos por su carácter más leucocrático. Tanto el Batolito de El Jaralito, como el Batolito de Aconchi están intrusionados por diques de composición diorítica de grano fino. En el Oligoceno, la región fue cubierta por gruesos paquetes de tobas porfídicas (Fig. 3), asociados con la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental, las cuales fueron acompañadas por inyecciones dómicas de composición riolítica. En la parte

suroeste de la región, estas rocas volcánicas cubren de manera discordante a las andesitas y a los intrusivos graníticos del Cretácico Tardío-Terciario temprano, así como a las areniscas proterozoicas. Las rocas volcánicas del Oligoceno se encuentran a su vez discordantemente cubiertas por una secuencia de conglomerados polimícticos y areniscas, con coladas intercaladas de lavas basálticas del Mioceno asociadas a la Formación Báucarit (Calmus et al., 1996). En la cima y en contacto discordante se encuentran esporádicos derrames y brechas basálticas del Plio-Cuaternario, definido como Grupo Moctezuma (Fig. 3) por Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana (1998), así como por rellenos clásticos recientes poco consolidados.

### **Marco tectónico**

El área de estudio presenta evidencias de los efectos de una serie de importantes eventos tectónicos ocurridos desde el Proterozoico hasta el Terciario, entre los que se distinguen los siguientes.

1. Una deformación antigua que afectó al basamento Proterozoico se reconoce al norte del área en la región de Tuape (Fig. 1), y presumiblemente también en la zona de El Crestón, la cual se considera ocurrió hace unos 1,650 Ma (Anderson en Rodríguez-Castañeda, 1984).
2. Al norte de la sierra de Los Locos se definió la presencia de una falla de cabalgadura asignada a la fase tectónica nevadiana del Jurásico Tardío (Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro, 1989; Rodríguez-Castañeda, 1996), la cual pone a las rocas sedimentarias proterozoicas sobre una secuencia de rocas volcánicas jurásicas (Fig. 2).
3. El evento Larámide en la región está caracterizado por la presencia de magmatismo calciocalino asociado a la subducción de la extinta placa oceánica Farallón debajo de la placa Norteamérica (Roldán-Quintana, 1991).
4. Los plutones peraluminosos asociados al Batolito de Aconchi expuestos en la parte norte de la sierra de Los Locos (Fig. 2), indican el inicio de un régimen tectónico distinto en el Terciario medio, atribuido a la transición de un ambiente compresivo a uno extensivo. Este cambio se debió a un cambio en la dirección de convergencia

de las placas Farallón y Norteamérica entre 50 y 42 Ma, posiblemente asociado a una rotación de la placa Pacífico (Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1998).

5. Presencia de los llamados "complejos con núcleo metamórfico" (CNM) los cuales han sido relacionados a una deformación extensiva ocurrida en el Terciario medio. Esta deformación ha sido ubicada más específicamente entre ~35 y 15 Ma (Nourse et al., 1994; Calmus et al., 1996). Las estructuras asociadas involucran el desacoplamiento de distintos niveles de la corteza, y el desarrollo de planos de despegue sobre la placa inferior. Estas zonas deformadas muestran algunas evidencias del mecanismo de exhumación del núcleo, así como transporte de la placa superior, revelando un fuerte adelgazamiento de la corteza (Davis, 1981, Nourse et al., 1994). De estas estructuras, las fallas El Amol y La Ramada-Agua Caliente (Fig. 2) son las estructuras de mayor extensión regional. Las rocas proterozoicas, mesozoicas y terciarias de Opodepe muestran indicadores cinemáticos de la gran extensión ocurrida en el área. La presencia de fallas normales, tales como la falla Amol y La Ramada-Agua Caliente, desmembraron, bascularon y transportaron gran parte de la secuencia pre-Terciaria al noreste, incluyendo la zona mineralizada de San Felipe (Fig. 2), al noreste de la sierra de Los Locos (Calmus et al., 1996). Este mecanismo dejó solo remanentes en forma de techos colgantes sobre los batolitos de El Jaralito y Aconchi (Calmus et al., 1996; Rodríguez-Castañeda, 1996 y 1999). Los techos colgantes forman una especie de caparazón de rocas metamórficas proterozoicas, ocasionalmente con desarrollo de depósitos tipo skarn en rocas carbonatadas paleozoicas y cretácicas. Esto muestra la gran denudación tectónica sufrida por la corteza, dejando descubiertos niveles corticales profundos en superficie.
6. Presencia de fallas normales de alto ángulo desarrolladas durante el Mioceno, las cuales están asociados al sistema de Sierras y Valles Paralelos. Estas fallas separan dos bloques alargados con rumbo NNW-SSE, uno al oeste donde se localizan las zonas de El Crestón y Cerro de Oro; al este la Sierra de Aconchi y la sierra de Los Locos (Fig. 2). Gran parte de estos bloques están constituidos por los batolitos de El Jaralito y de Aconchi, cuya cima está cubierta por las rocas pre-

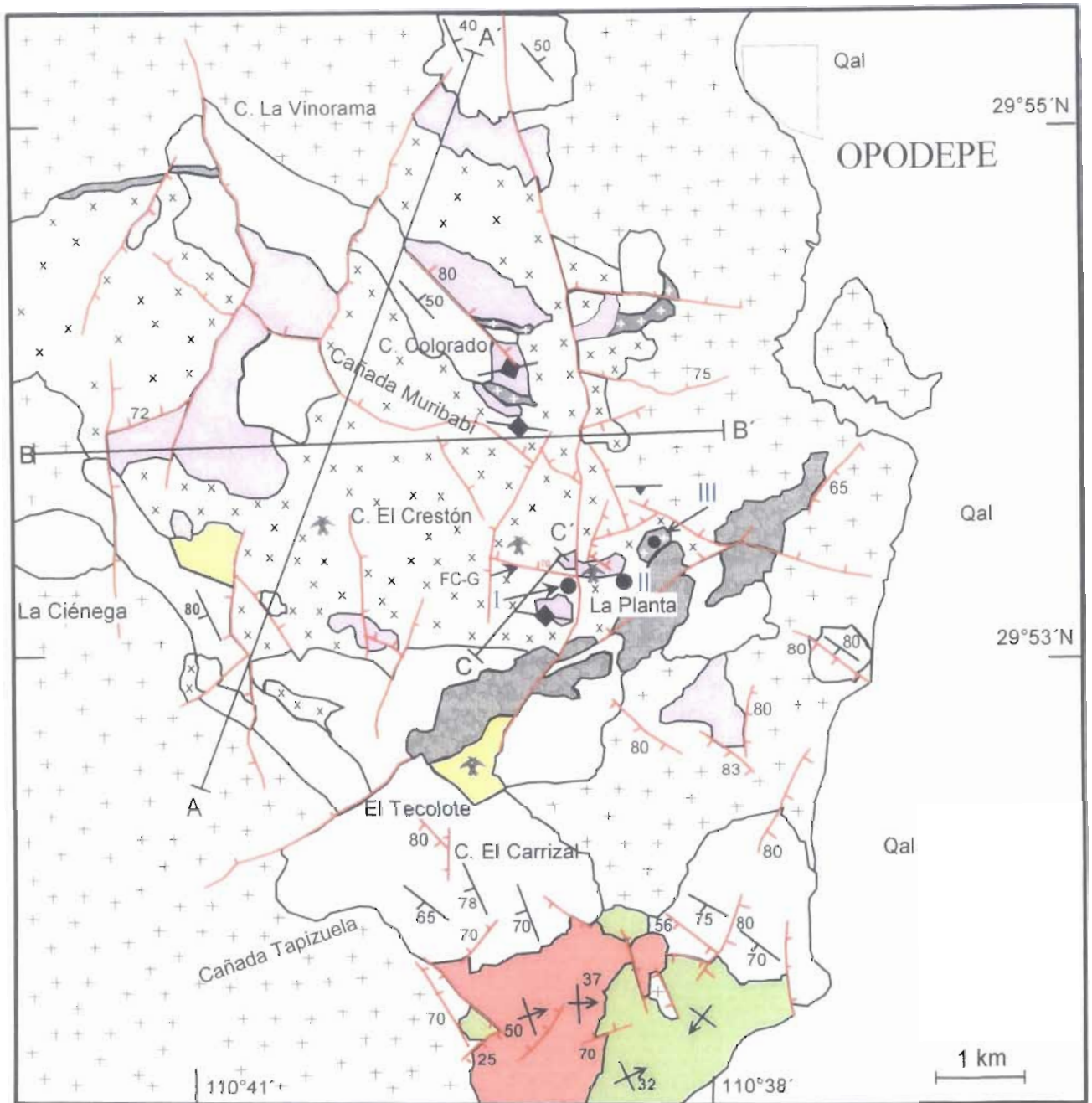
batolíticas. Al sur y oeste del área, algunas partes fueron rellenadas por sedimentos contemporáneos al desarrollo de este fallamiento o más recientes. La falla La Ramada-Agua Caliente está truncada por las fallas de alto ángulo alineadas al Río San Miguel de Horcasitas (Fig. 2).

## **ESTRATIGRAFÍA**

### **Basamento proterozoico**

#### *Unidad metamórfica proterozoica*

Las rocas más antiguas de la zona de El Crestón son rocas metamórficas del Proterozoico constituidas por filitas, gneises anfibolíticos, anfibolitas, gneises y augen gneises (Fig. 4). León y Miller (1981) englobaron estas rocas en una sola unidad de gneises con variaciones texturales. Los afloramientos de esta unidad ocurren como cuerpos de algunos cientos de metros de longitud, los cuales están expuestos generalmente de manera aislada y embebidos en el Granito Crestón. Los principales afloramientos se localizan en el flanco sur del cerro La Vinorama, al norte del Cerro Colorado y en las cercanías a la mina El Crestón (Fig. 4). En estos lugares las rocas metamórficas son principalmente de composición intermedia a máfica, y están dominadas por gneises de biotita-hornblenda generalmente reemplazados por clorita-epidota de grano medio a grueso, comúnmente mostrando bandas claras de cuarzo y feldespato  $\pm$  plagioclasa y bandas oscuras de minerales máficos. Por lo general, la textura gnéisica está bien desarrollada, aunque en algunas ocasiones se observan lentes masivos de anfibolita con bandas milimétricas de color claro de plagioclasas y ocasionalmente de cuarzo. En la zona de la mina El Crestón se pueden apreciar además pequeños lentes de gneises y esquistos que presentan bandeamiento y esquistosidad muy marcados.



### LEYENDA

CRETACICO SUP. TERCARIO CUAT. PALEOCENO INDIF.

- Qal Aluvión
- Rocas volcánicas terciarias:  
Andesitas, tobas porfídicas y domos riolíticos.
- Diorita
- Pórfito riolítico
- Rocas graníticas laramídicas:  
Granito - granodiorita (55 Ma)
- Rocas volcanosedimentarias laramídicas.

PROTEROZOICO

- Unidad sedimentaria neoproterozoica:  
Cuarcita, conglomerado
- Granito micrográfico (1.1 Ga ?)
- Granito porfídico cuarzofeldespático (1.67 Ga)
- Granito Crestón (1.73 Ga)
- Unidad metamórfica proterozoica:  
Gneis, lentes anfibolíticos, esquistos.

### SIMBOLOGIA

- Contacto litológico
- ↗ Rumbo y echado de estratificación
- ⊥ Foliación vertical
- ↘ Rumbo y echado de foliación
- ↗ Falta normal
- ↘ Flujo volcánico
- ★ Mina

Figura 4. Mapa geológico del área de estudio. I: muestras CR1 WR y CR2 WR; II y III: muestras MV CR-1 y MV CR-2, respectivamente.

La mineralogía original fue grandemente afectada por los procesos hidrotermales asociados a la mineralización, los cuales dieron lugar a la formación de nuevos minerales como biotita, clorita, epidota, pirita y sericita. En el análisis petrográfico se pudo ver que las rocas de esta unidad contienen cristales deformados de cuarzo y oligoclasa. Los cristales de cuarzo se presentan alargados y alineados en una textura lepidoblástica. El tamaño de los cristales es generalmente menor a 1 mm, comúnmente mostrando granos de biotita y clorita desarrollados entre los planos de foliación. Los cristales de biotita presentan algo de recristalización y deformación, exhibiendo una textura granoblástica y lepidoblástica relictas. La primera sugiere un origen hidrotermal, mientras que la segunda textura indica un origen metamórfico.

Junto con el cuarzo y la plagioclasa, la biotita forma agregados intersticiales alargados y alineados en una textura lepidoblástica. Estos arreglos texturales sugieren que la alteración hidrotermal post-metamórfica borró parte de la textura original manifestada por la textura lepidoblástica y que después se desarrolló la textura granoblástica reemplazando los minerales típicos de metamorfismo regional de facies de esquistos verdes-anfibolita, por nuevos minerales asociados a uno o varios eventos hidrotermales, tal y como ocurre en las rocas metamórficas del Grupo Bámori en la región de Caborca y Estación Llano (Fig. 1), las cuales hospedan importantes valores de oro (Herrera-Urbina y Pérez-Segura, 1990; Valenzuela-Navarro, 1997).

La edad de las rocas metamórficas es desconocida; sin embargo, la presencia de xenolitos de estas rocas en el Granito Crestón sugiere que esta unidad representa la secuencia más antigua en el área de estudio. Su litología es similar a una secuencia de rocas proterozoicas que afloran al este de Opodepe, descritas como la Unidad Aserradero por Grijalva-Haro y Figueroa-Valenzuela (1989). Así mismo, Rodríguez-Castañeda (1984) cartografió una unidad con características semejantes en la región de Tuape (Fig. 1) definida como el Gneis San Isidro. De manera un poco más regional, las rocas cristalinas paleo-proterozoicas del Complejo Metamórfico Bámori que afloran al noroeste de Sonora, particularmente en la región de Caborca, Quitovac y Estación Llano (Fig. 1), tienen también cierta similitud con el basamento del área de El Crestón. Debido al intenso metamorfismo es difícil conocer el origen del protolito de estas rocas;

sin embargo, un posible ambiente de arco volcánico continental ha sido sugerido para afloramientos similares en la región de Estación Llano (Herrera-Urbina y Pérez-Segura, 1990).

### *Granito Crestón*

El Granito Crestón es un intrusivo de composición variable, que incluye fases de cuarzo-sienita a granodiorita (Fig. 5). La textura es equigranular a porfídica, con desarrollo de bandas gnéisicas localizadas que exhiben una lineación de biotita y cuarzo. Esta unidad fue cartografiada a detalle por León y Miller (1981) debido a su relación espacial con la mineralización de molibdeno. Sus afloramientos ocurren en gran parte del área de estudio y es la unidad que cubre mayor área en el cerro El Crestón (Fig. 4). Esta roca es muy resistente al intemperismo por lo que generalmente forma relieves altos (Fig. 6). Es mesocrática con 10 a 30% de minerales máficos, y presenta un color de intemperismo amarillento. Los minerales claros son feldespato potásico en mayor proporción, plagioclasa y cuarzo. Los minerales máficos consisten de biotita, clorita, epidota, de los cuales solo la biotita tiene un origen primario. Los feldespatos generalmente forman fenocristales euhedrales a subhedrales de 1 a 2 cm de largo, dispuestos en una matriz de grano medio. En ocasiones presenta un metamorfismo controlado por angostas zonas de cizalla orientada E-W, desarrollando una textura gnéisica. En gran parte de los afloramientos, esta roca refleja los efectos del intenso hidrotermalismo lo cual está caracterizado por la presencia de cuarzo, sericita y pirita, aunque se pueden observar algunos relictos de la roca granítica-gneisosa original. La biotita es primaria y en ocasiones de origen hidrotermal, la cual se distingue de la primera por su ocurrencia en vetillas. El cuarzo presenta extinción ondulante con recristalización intra-granular térmica, previa a la alteración hidrotermal, constituyendo entre 12 y 36% de la roca, mientras que el feldespato potásico varía entre 15 y 76% y la plagioclasa entre 4 y 55%. La edad de cristalización de esta roca es una edad paleoproterozoica de  $1730 \pm 9.1$  Ma, de acuerdo a un estudio U-Pb en circones realizado por el método SHRIMP (los resultados analíticos se discuten en una sección más adelante en el texto).

### *Granito porfídico cuarzo-feldespático*

Un granito porfídico de composición cuarzo feldespático aflora principalmente en los flancos oriental y sur del cerro El Crestón y sobre la cañada Muribabi (Fig. 4). En muestra de mano esta roca presenta un color gris oscuro con tonos blancos y una textura porfídica caracterizada por fenocristales de feldespato potásico de hasta 5 cm de largo. La matriz es fanerítica con cristales de cuarzo, feldespato potásico, escasa plagioclasa y biotita como el principal mineral máfico. En las zonas miloníticas, estos fenocristales de feldespato forman porfidoblastos los cuales muestran una lineación orientada NE-SW. En el análisis petrográfico de esta roca se observó la presencia de muscovita y clorita reemplazando a cristales de biotita y plagioclasa. La matriz consiste en plagioclasa, biotita y cuarzo. Los fenocristales de cuarzo presentan recristalización intra-granular y extinción ondulante, revelando los efectos del metamorfismo. Además de la biotita primaria, existe biotita secundaria de grano más fino rellenando fracturas intra-cristales en feldespato, posiblemente producto del mismo evento metamórfico que generó la recristalización del cuarzo. Se observó también la presencia de circón como mineral accesorio.

Rocas con características litológicas similares fueron reportadas por Rodríguez-Castañeda (1994) en la región de Tuape y al este de Opodepe (Granito El Tuti), y por Figueroa-Valenzuela y Grijalva-Haro (1989) al este de del área de estudio (Unidad El Peñascal). El análisis isotópico U-Pb en circones (SHRIMP) de una muestra de este granito colectada en la zona de El Crestón (MV-CR-2) dio una edad de  $1673 \pm 6$  Ma (Iriondo, comunicación personal).



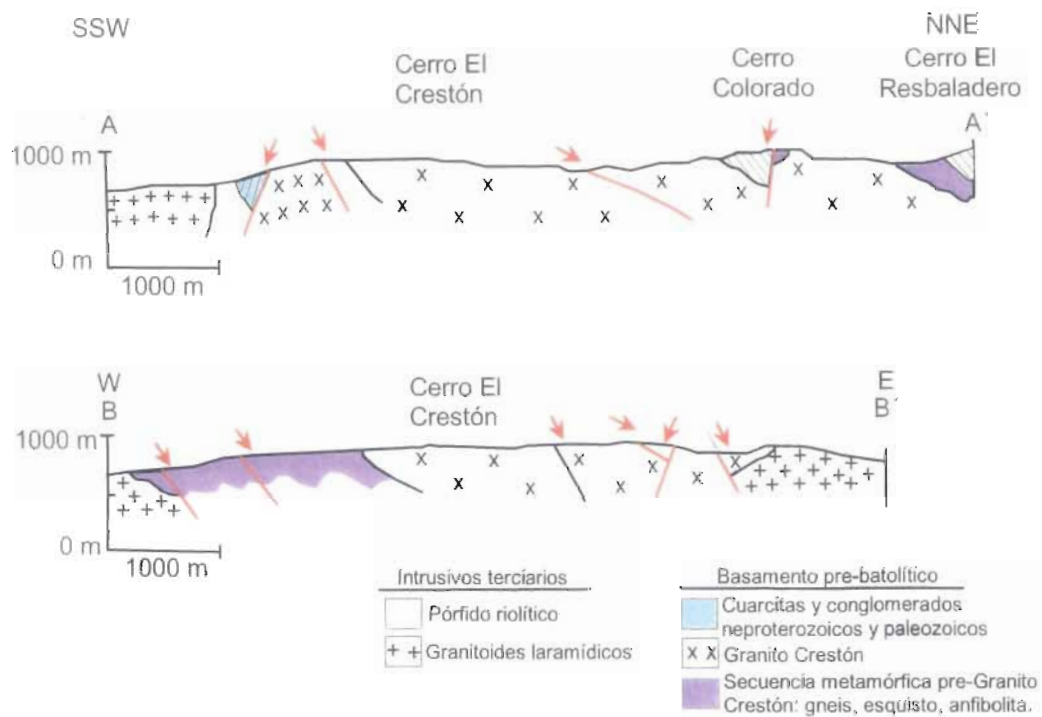


Figura 5. Perfiles geológicos viendo al NNW (A-A') y al N (B-B') los cuales están indicados en la Figura 2.

### *Granito micrográfico*

En el área de estudio aflora un intrusivo de textura micrográfica y composición granítica, caracterizado por un color de intemperismo rojizo, alto contenido de feldespato potásico y un carácter leucocrático. Este intrusivo ha sido identificado en dos afloramientos principales; uno al sur de la mina El Crestón y otro hospedando la mineralización de la mina El Tecolote (Fig. 4). Contiene además cuarzo, clorita y anfíboles fuertemente oxidados. En muestra de mano presenta una textura fanerítica-equigranular de grano medio. En sección delgada, se observan cristales de circón como mineral accesorio, y relictos de anfíboles reemplazados por clorita, sericita y hematita. La composición modal del granito micrográfico fue medida de una sola muestra tomada cerca de la mina El Crestón. El cuarzo está presente en un 36%, el feldespato potásico en un 45%, consistiendo de microclina y ortoclasa y la plagioclasa aparece en un 18%. La textura es equigranular, de grano medio, en ocasiones desarrollando crecimiento micrográfico de albita en microclina. La sericita es abundante y se encuentra asociada espacialmente a óxidos de Fe, lo que puede sugerir una alteración de biotita, con liberación de Fe para producir hematita. La sericita se observa además en forma de vetillas dentro de cristales de feldespato.

Las observaciones de campo indican que el granito micrográfico intrusionó a la unidad metamórfica, al Granito Crestón y al granito porfídico cuarzo-feldespático, y está cubierto en discordancia por las rocas sedimentarias del Proterozoico Tardío-Paleozoico temprano. Rocas intrusivas similares fueron descritas por Rodríguez-Castañeda (1994) en la región de Tuape y Opodepe (Granito Santa Margarita) y por Anderson y Silver (1971) en el noroeste de Sonora (Granito Aibó), este último fechado por U-Pb en circones en  $1,100 \pm 10$  Ma. De manera más regional, se ha reportado la presencia de granitoides litológicamente similares en la región de Quitovac (Fig. 1), cuya edad U-Pb en circones indicó 1,120 Ma (Iriando, 2001; Iriando et al., 2004). Aunque el magmatismo de esta edad en general no es bien comprendido en Sonora, se interpreta como asociado a un marco tectónico extensivo intra-continental (Iriando et al., 2004).

### *Unidad sedimentaria neoproterozoica*

La unidad informalmente definida en este trabajo como "unidad sedimentaria neoproterozoica" representa las rocas sedimentarias más antiguas reconocidas en el área de estudio. Los afloramientos de esta unidad están constituidos por ortocuarcitas maduras de grano medio a grueso y conglomerados monomícticos. Los afloramientos forman relieves topográficos relativamente altos y abruptos, tales como los cerros La Vinorama, El Resbaladero y El Carrizal (Fig. 4). Estas rocas exhiben una estratificación gruesa orientada NW-SE con echado al SW, así como echados verticales (Fig. 14). En el cerro El Carrizal aflora una unidad de ortocuarcitas y areniscas cuarzo-feldespáticas con horizontes de conglomerado. La ortocuarcita es de color rosa con intemperismo de color café claro; es de grano medio a grueso, bien clasificado y con estratificación mediana a gruesa, ocasionalmente con estratificación cruzada y laminar. En el cerro La Vinorama aflora una gruesa secuencia de ortocuarcitas de grano medio a grueso y estratificación media, cubiertas por un conglomerado oligomíctico, con clastos y cementante de la misma composición que las ortocuarcitas subyacentes. Al oeste del área de estudio se pudo reconocer una leve lineación y deformación de los clastos de ortocuarcita en el conglomerado oligomíctico, así como el desarrollo de cataclasita en el contacto entre la ortocuarcita y el Granito Crestón. La cataclasita se compone de clastos finos angulosos de ortocuarcita de 1 a 5 mm de diámetro, cementados por cuarzo y óxido de hierro. Al microscopio, esta roca se caracteriza por un contenido de cuarzo superior al 90%. La textura es granoblástica fina e inequigranular. El cuarzo es microcristalino en cristales sub-idioblásticos a idioblásticos de tamaño mayor a 1 mm. La extinción es levemente ondulante, con sericita intersticial y en micro-fracturas. El cuarzo es proveniente de la recristalización térmica de una arenisca de cuarzo. Dada a su petrografía madura y su geometría hojosa, se infiere que se trata de sedimentos derivados de areniscas preexistentes. Debido a la falta de fósiles índice para ubicar la unidad sedimentaria de ortocuarcitas y conglomerados en un nivel estratigráfico, se le atribuye una edad Proterozoico Tardío debido a su similitud con afloramientos en otras localidades, como la Cuarcita Los Changos en la región de Tuape (Rodríguez-Castañeda, 1984) y a la Formación El Tápiro en Rayón (Castro-Rodríguez y Morfín-

Velarde, 1988). Ambas formaciones forman parte de la base del Grupo Las Víboras (Stewart et al., 2002).

### **Rocas ígneas laramídicas**

#### *Rocas volcanosedimentarias*

Secuencias volcanosedimentarias caracterizadas por flujos volcánicos de composición andesítica y sedimentos intercalados, las cuales están asociadas regionalmente al miembro volcánico del evento magmático Larámide, afloran en el área de estudio, particularmente en la parte sur del área de estudio (Fig. 4). La base de esta secuencia está formada por un conglomerado policimético, con fragmentos de ortocuarcita y andesita en una matriz silicificada, seguido por flujos andesíticos y horizontes de areniscas con alternancia de calizas y calizas arenosas. Las andesitas son de color verde oscuro y muestran una textura afanítica a porfídica con cristales tabulares de plagioclasa. La unidad tiene un espesor variable y se encuentra en partes deformada y afectada por la intrusión de las rocas graníticas laramídicas, que desarrollaron zonas de metamorfismo de contacto. El rumbo de las capas de areniscas y conglomerado varía en un rango N60° a 70°W con echados de 60° a 65° al NE (Fig. 14). El flujo andesítico presenta una actitud principal N15° a 50°W con echados de 30° a 60° al SW.

En lámina delgada, las rocas andesíticas presentan fenocristales de plagioclasa con fuerte alteración hidrotermal y reemplazamiento parcial a sericita, en una matriz de microcristales de plagioclasa y ocasionalmente piroxeno. La matriz se observa intensamente alterada a epidota-actinolita. En ocasiones se pueden observar zonas que presentan facies metamórficas de bajo grado, caracterizadas por la presencia de actinolita, tremolita y epidota, que le dan a la roca un color verdoso. Las rocas volcanosedimentarias se encuentran cubriendo discordantemente a la unidad sedimentaria neoproterozoica. Esta discordancia está marcada por la presencia del conglomerado polimético en la base de la secuencia volcanosedimentaria. Por otro lado, esta unidad presenta metamorfismo de contacto y alteración hidrotermal,

producido por la intrusión de plutones laramídicos tardíos. Se considera que esta secuencia forma parte de un arco volcánico construido en un margen continental, durante el Cretácico Tardío al Eoceno (McDowell y Clabaugh, 1979) y que es correlativa con la Formación Tarahumara, cuyos afloramientos principales ocurren en Sonora central (McDowell et al., 2001).

### *Rocas intrusivas*

La fase plutónica asociada a las rocas volcánicas laramídicas está representada en el área de estudio por intrusiones graníticas de dimensiones batolíticas, cuya composición litológica varía de granito a granodiorita (Fig. 6). La textura de la roca varía de equigranular a porfídica y pegmatítica. Las rocas graníticas laramídicas se encuentran distribuidas en la mayor parte del área de estudio, como en el flanco sur del cerro El Crestón, al oeste del rancho La Ciénega y al norte del cerro La Vinorama (Fig. 4). En la parte norte y oeste del cuadrángulo se observan fases mesocráticas de cuarzomonzonita a sienita de cuarzo, compuestas por feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda. En la parte sur y este del cuadrángulo se presentan fases más leucocráticas, caracterizadas por un incremento en la cantidad de feldespato potásico cristales de biotita menores a un milímetro y una disminución en el contenido de hornblenda. La disminución de la proporción hornblenda/biotita se asocia espacialmente a rocas con textura porfídica, con fenocristales euhedrales de feldespato potásico de hasta 5 cm de largo. Además, se presentan algunas zonas pegmatíticas de cuarzo y feldespato, con abundantes xenolitos de rocas de composición intermedia a máfica. Aparentemente, los cambios están estructuralmente controlados quizás en función a una rotación de bloques, de tal forma que se pueden observar en superficie distintos niveles del batolito. Al microscopio, la roca muestra cristales anhedrales de cuarzo y cristales subhedrales de plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico (ortoclasa y/o microclina), hornblenda, biotita y cristales de esfena y circón como minerales accesorios. Presenta pirita y magnetita diseminadas, probablemente asociadas a la fase magmática tardía que dio origen a la alteración potásica. La plagioclasa está parcialmente alterada a sericita y otros minerales arcillosos, mientras

que la biotita está parcialmente reemplazada a clorita. En fases porfídicas, la ortoclasa es abundante y es común encontrarla desarrollando textura peritítica con plagioclasa, en una matriz cuarzo-feldespática de grano medio a fino, y pequeños cristales tabulares de biotita. La clasificación modal de las rocas graníticas laramídicas observadas bajo el microscopio indica composiciones entre granito a granodiorita. De acuerdo con el análisis modal, el cuarzo representa entre 26 y 40%, el feldespato potásico forma de 32 a 64%, la plagioclasa varía de 11 a 19%, la biotita de 6 a 8%, y la hornblenda está ausente en variedades porfídicas y pegmatíticas, pero alcanza hasta un 3% en rocas con textura equigranular. En muestras colectadas sobre la cañada Muribabi (Fig. 4), la roca presenta un fracturamiento intercrystalino asociado a zonas de brecha. Las zonas pegmatíticas del granito muestran localmente una especie de textura de flujo con lineación de feldespato.

Las rocas graníticas laramídicas se encuentran intrusionando indistintamente a las rocas proterozoicas y a las rocas volcanosedimentarias laramídicas, que en conjunto componen la secuencia pre-batolítica. Esta secuencia forma una estructura tipo "techo colgante" sobre los granitoides laramídicos, los cuales a su vez son intrusionados por diques riolíticos y dioríticos. La edad de las rocas intrusivas no se conoce en el área de estudio; sin embargo, para el Batolito de El Jaralito expuesto inmediatamente al oriente (Fig. 2), se reportan edades radiométricas entre 57 y 51 Ma (Damon et al., Roldán-Quintana, 1991). En la zona de El Crestón, León y Miller (1981) reportaron una edad isotópica K-Ar de 55 Ma para un pórfido granítico que aflora cerca de la mina El Crestón, el cual se considera el responsable de la mineralización de molibdeno.

En el área de estudio también aflora una serie de pórfidos riolíticos que se caracterizan por su carácter leucocrático, y textura porfídica. Estos intrusivos están constituidos por fenocristales de cuarzo y feldespato potásico en una matriz afanítica-vitrofídica, con microcristales de cuarzo y feldespato. Los afloramientos son de escasos metros a algunas decenas de metros y exhiben formas irregulares, ocasionalmente dómicas. Son estructuras sub-volcánicas asociadas espacialmente con zonas de alteración hidrotermal y mineralización. Los afloramientos más importantes se localizan

al sur de la mina El Crestón (Fig. 4) y al oeste del área de estudio. Los pórfidos riolíticos forman lomeríos suaves que contrastan con la topografía escabrosa de las ortocuarzitas neoproterozoicas y el Granito Crestón. Hacia los bordes de los afloramientos, los pórfidos presentan facies sub-volcánicas que dan la apariencia de coladas volcánicas. Los principales componentes mineralógicos observados al microscopio incluyen cuarzo, ortoclasa y plagioclasa tipo oligoclasa. Se observan además zeolitas rodeando a los cristales de cuarzo como minerales secundarios, probablemente evidenciando un proceso de de-vitrificación de la matriz debido al intemperismo. Los fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico varían de 3 a 5 mm, y forman aproximadamente el 30% de la roca. Los cristales de plagioclasa muestran macla polisintética con alteración moderada, mientras que el feldespato potásico generalmente presenta alteración a sericita. De acuerdo con las relaciones de campo, los pórfidos riolíticos intrusionan a las rocas proterozoicas y a las rocas graníticas laramídicas (Fig. 5). Debido a las características litológicas y a las relaciones de campo, los pórfidos riolíticos del área de estudio y los cuerpos riolíticos que afloran en la Sierra de Aconchi (Fig. 2) podrían tener alguna relación genética. Uno de estos pórfidos localizado en la zona minera de San Felipe, al noreste de la Sierra de Aconchi, dio una edad K-Ar en ortoclasa de 50.4 Ma (Roldán-Quintana, 1991). Esta edad sugiere que los pórfidos riolíticos del área de estudio pudieron haberse generado durante un pulso magmático tardío asociado a los plutones graníticos principales.

La última etapa intrusiva reconocida en la zona de El Crestón corresponde a inyecciones menores de diques dioríticos de grano fino, los cuales afloran a manera de cuerpos tabulares alargados de entre 20 y 300 m de espesor. Debido a su alta susceptibilidad al intemperismo, la mayoría de los afloramientos forman bajos topográficos y lomeríos suaves. En muestra de mano, esta roca muestra un color verde oscuro y textura fanerítica de grano fino, en ocasiones porfídica, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Las muestras de diorita de grano fino analizadas bajo el microscopio indican que su mineralogía consiste principalmente en plagioclasa y biotita, parcialmente reemplazada por clorita, en asociación con pirita. Según su composición modal, esta roca tiene una composición entre diorita y monzo-diorita (Fig.

6). Ocasionalmente se puede observar la presencia de biotita rellenando fracturas intercrystalinas, probablemente como parte de una segunda generación de biotita de origen hidrotermal. Cerca de la zona mineralizada se pueden observar vetillas de cuarzo y pirita hospedadas en esta roca. El cuerpo diorítico más importante ocurre en la parte central del cuadrángulo, siguiendo una orientación aproximada de N60°E y aflorando a lo largo de unos 4 km. Las relaciones de campo muestran que la diorita de grano fino corta al pórfido riolítico, pero no intrusión a los flujos y tobas riolíticas del Oligoceno. En un contexto regional, la ocurrencia de diques hipabisales de composición intermedia es muy común y se observan espacialmente ligados a los grandes cuerpos batolíticos.

### **Rocas volcánicas del Oligoceno**

Una secuencia de rocas volcánicas de composición félsica dominada por riolitas y escasos derrames de composición dacítica y andesítica aflora en la porción sur del área de estudio (Fig. 4). Estas rocas están acompañadas por un grueso paquete de rocas piroclásticas de la misma composición, compuesto por tobas cristalinas de color rosado, tobas líticas y tobas vítreas. Al microscopio se observa la presencia de fragmentos de vitrófidos porfídicos regulares de aproximadamente 2 mm de largo, con fenocristales de plagioclasa en una matriz fluidal o vitrofídica con esferulitas. Estas rocas cubren discordantemente a las rocas volcanosedimentarias y graníticas laramídicas. Se distinguen fácilmente de las rocas volcánicas laramídicas debido a la falta de alteración hidrotermal, lo cual facilita su reconocimiento en el campo. No se tienen datos isotópicos en el área de estudio para conocer la edad de estas rocas, pero las relaciones de campo de una secuencia similar que aflora en la Sierra de Aconchi (Fig. 2) sugieren una edad del Oligoceno (Calmus et al., 1996). Estas rocas volcánicas están a su vez cubiertas en discordancia por rellenos clásticos de la Formación Báucarit del Mioceno expuestos particularmente al sur y al noreste del área de estudio (Fig. 2). De acuerdo con lo anterior, la secuencia volcánica riolítica de la zona de El Crestón puede lito-correlacionarse con las rocas de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental del Oligoceno (McDowell y Clabaugh, 1979).



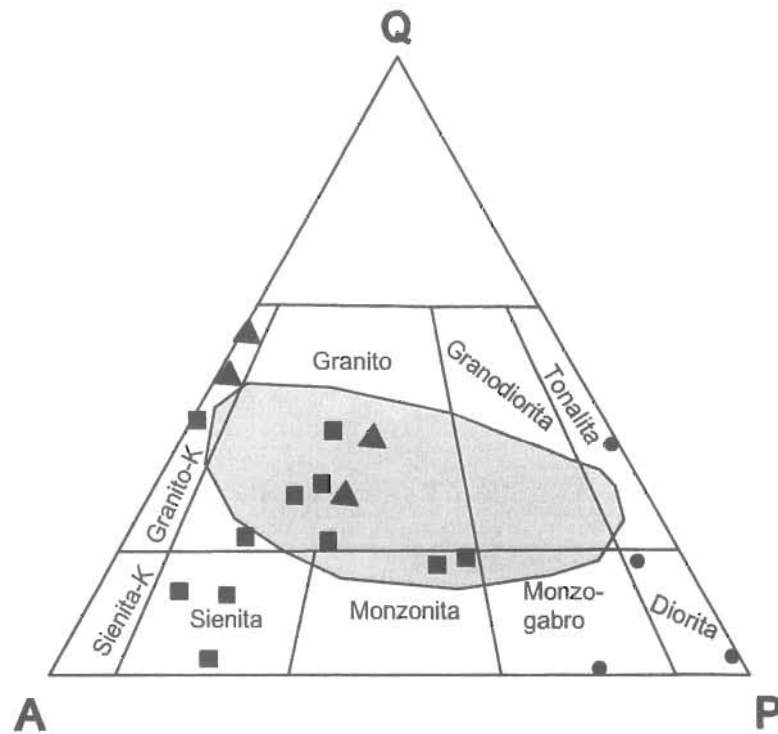


Figura 6. Diagrama de clasificación QAP (Streckeisen, 1976) que muestra la composición modal de 15 muestras de las rocas intrusivas de El Crestón. El campo en gris muestra el la composición modal del batolito de El Jaralito (Roldán-Quintana, 1991). Q: cuarzo, A: feldespato potásico (ortoclasa y microclina), P: plagioclasa. Cuadros: rocas graníticas laramídicas (granito, sienita, monzonita), triángulos: pórfido riolítico, círculos: diorita de grano fino (tonalita, monzo-gabro).

## GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS GRANÍTICAS PROTEROZOICAS

### Metodología

Aunque no se tuvo acceso a un estudio geoquímico sistemático para este trabajo, se analizaron muestras del Granito Crestón y del granito porfídico cuarzo-feldespático con el fin de caracterizar, de manera preliminar, la composición del basamento ígneo proterozoico de la zona de estudio. Estos análisis fueron realizados en laboratorios de la U.S. Geological Survey, en Denver, Colorado, gracias al apoyo de los doctores Alexander Iriondo y Wayne Premo. Los resultados se presentan en la Tabla 1. Las muestras fueron colectadas en fragmentos de ~5 cm, cuidando separar lo mejor posible el material intemperizado. Cada muestra fue lavada con agua destilada, y posteriormente secada y triturada en una quebradora de quijadas. Una fracción representativa de la muestra fue pulverizada en un molino de alúmina para su análisis químico.

### Elementos mayores

La concentración de los óxidos de los elementos mayores en las rocas procesadas se midió en base a espectrometría de fluorescencia de rayos X por dispersión electrónica (ED-XRF). La muestra MV-CR-1, que se considera representativa del Granito Crestón, dio una composición de SiO<sub>2</sub> de 68.5% con 3.88 % de Na<sub>2</sub>O y 3.15% de K<sub>2</sub>O, mientras que la muestra MV-CR-2 colectada del granito porfídico proterozoico por su parte dio una composición de 65.9% de SiO<sub>2</sub>, con 2.61 % de Na<sub>2</sub>O y 5.10% de K<sub>2</sub>O. En un diagrama de variación de sílice contra la alcalinidad total, estas rocas indican composiciones de granito y granodiorita, respectivamente (Fig. 6). Ambas rocas son de carácter calcialcalino y se ubican en la zona de potasio alto del diagrama K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> (Fig. 8); sin embargo, la primera de ellas se localiza cerca del límite inferior con la región de potasio medio, mientras que la segunda está más arriba en el diagrama cerca del campo de las shoshonitas (Fig. 7).

Tabla 1. Composición de elementos mayores y traza de los granitos proterozoicos de El Crestón

	Major elements (wt%)		REE (ppm)		Other trace elements (ppm)			
	MV-CR-1	MV-CR-2	MV-CR-1	MV-CR-2	MV-CR-1	MV-CR-2		
SiO <sub>2</sub>	68.5	65.9	La	38	49.8	Rb	101	238
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.3	14.3	Ce	62.7	90.4	Sr	344	121
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.23	5.92	Nd	21.9	42.9	Cs	2.12	6.79
MgO	1.23	1.77	Sm	3.70	10.70	Ba	957	923
CaO	2.01	0.75	Eu	0.89	2.22	Th	9.49	13.2
Na <sub>2</sub> O	3.88	2.61	Gd	3.05	11.5	U	2.44	6.25
K <sub>2</sub> O	3.15	5.10	Tb	0.39	1.87	Zr	166	476
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.89	Ho	0.48	2.68	Hf	4.86	12.9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.35	Tm	0.19	1.09	Ta	1.34	2.23
MnO	0.06	0.05	Yb	1.08	7.32	W	2.59	7.57
LOI	1.20	1.14	Lu	0.15	1.02	Sc	4.94	16.1

Elementos mayores por XRF

Elementos traza por INAA

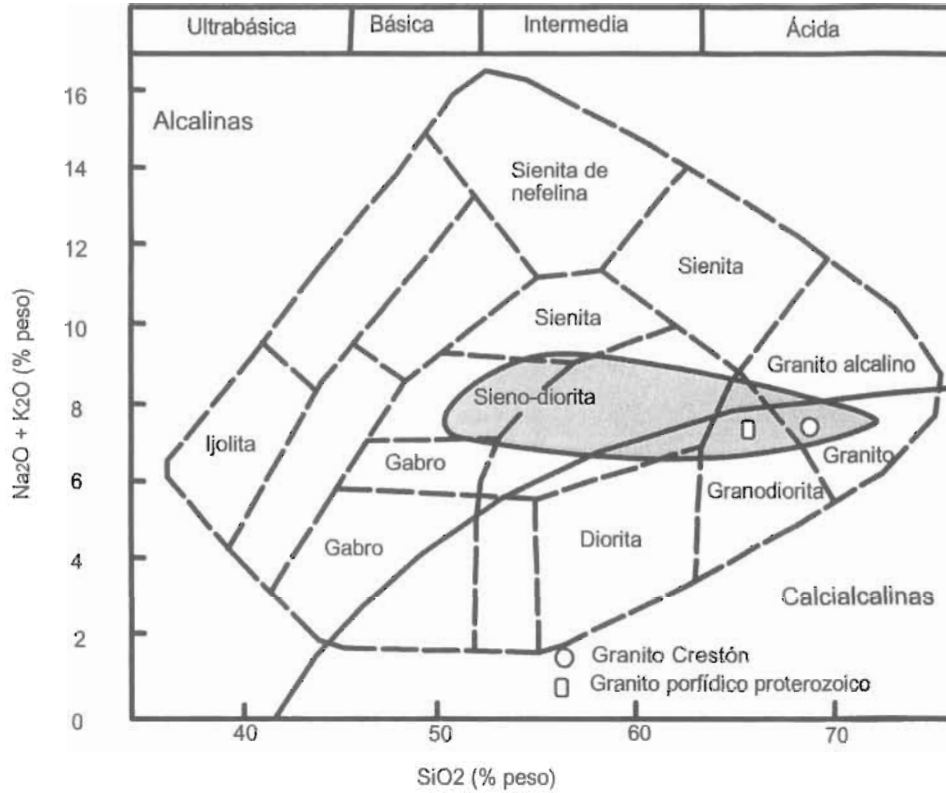


Figura 7. Diagrama de variación de  $\text{SiO}_2$  contra la alcalinidad total ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) para rocas plutónicas de acuerdo con Le Maitre, et al. (1989). La línea curva sólida divide las rocas alcalinas de las calcialcalinas. El espectro gris representa el campo de los granitoides paleoproterozoicos de la región de Quitovac de acuerdo con Iriondo (2001).

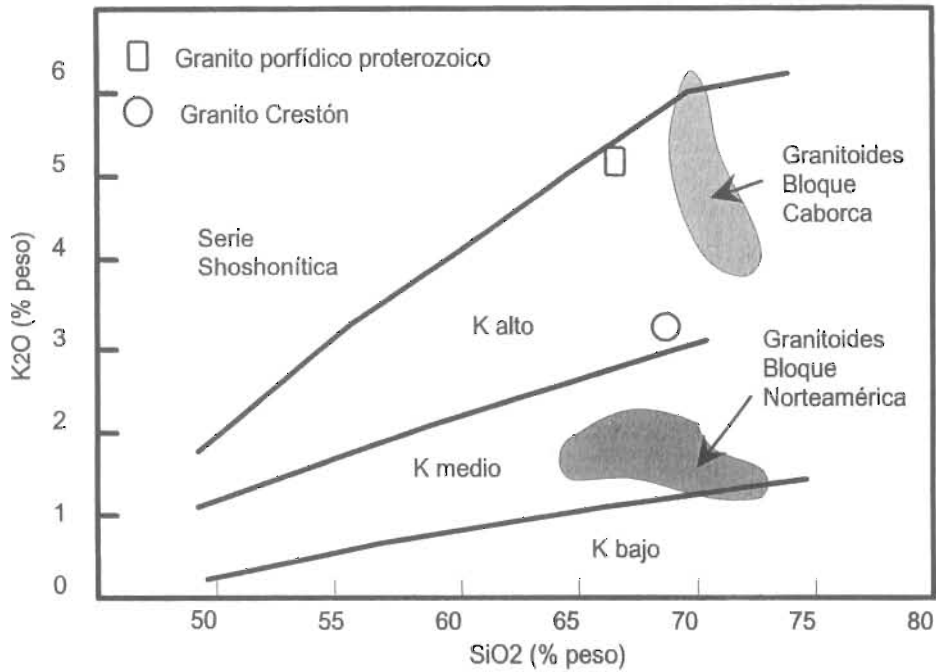


Figura 8. Diagrama de variación de SiO<sub>2</sub> contra K<sub>2</sub>O para los granitoides paleoproterozoicos de la zona de El Crestón. Los límites de alto-, medio- y bajo-K son de acuerdo a Le Maitre et al. (1989). El límite de alto-K con la región shoshonítica es de acuerdo a Rickwood (1989). Los datos de composición de los granitoides paleoproterozoicos localizados en el bloque Caborca y Norteamérica son según Iriondo (2001).

### **Elementos traza y tierras raras**

Los elementos traza, incluyendo el grupo de las tierras raras, fueron obtenidos por análisis instrumental de activación neutrónica (INAA). En base a los pocos datos con que se cuenta, se observa que los valores de Y y de Nb graficados en un diagrama bi-variante de discriminación tectónica para granitos (Pearce et al., 1984) indican que el Granito Crestón fue generado en un ambiente de arco volcánico, mientras que el granito porfídico se ubica en un ambiente intra-placa (Fig. 9). Por otro lado, el diagrama de tierras raras (REE) normalizado a los valores condriticos indicados por Nakamura (1994) muestra que tanto el Granito Crestón como en el granito porfídico están enriquecidos en las REE ligeras (La-Sm) y desarrollaron una clara anomalía negativa de europio (Fig. 10). Sin embargo, el Granito Crestón tiene un patrón en general más empobrecido en REE ( $\Sigma$ REE) y relativamente más fraccionado hacia las tierras raras pesadas.

Los datos geoquímicos obtenidos en granitoides paleoproterozoicos en la región de El Crestón muestran cierta similitud con las rocas estudiadas en la región de Quitovac, aunque el rango composicional de estas rocas es mucho más amplio (Fig. 7). De acuerdo al contenido de potasio, los granitoides hospedados en el bloque Caborca indican composiciones más parecidas a las rocas de El Crestón (Fig. 8). En el diagrama de discriminación tectónica Nb-Y, las rocas proterozoicas de Quitovac indican un ambiente de arco volcánico al igual que el Granito Crestón; sin embargo, en este esquema el granito porfídico ocupa una región tectónica muy distinta (Fig. 9). En cuanto a la composición de las tierras raras, las rocas del El Crestón muestran patrones de REE más similares a los granitoides hospedados en el bloque Caborca, en particular considerando la anomalía negativa de europio (Fig. 10); aunque el Granito Crestón está claramente más empobrecido en REE pesadas. A pesar de que solo se trata de dos muestras, las composiciones existentes sugieren que el basamento cristalino de El Crestón pudiera tener una mayor correlación con las rocas proterozoicas del bloque Caborca en la región de Quitovac, estudiadas por Iriondo (2001; Iriondo et al., 2004).

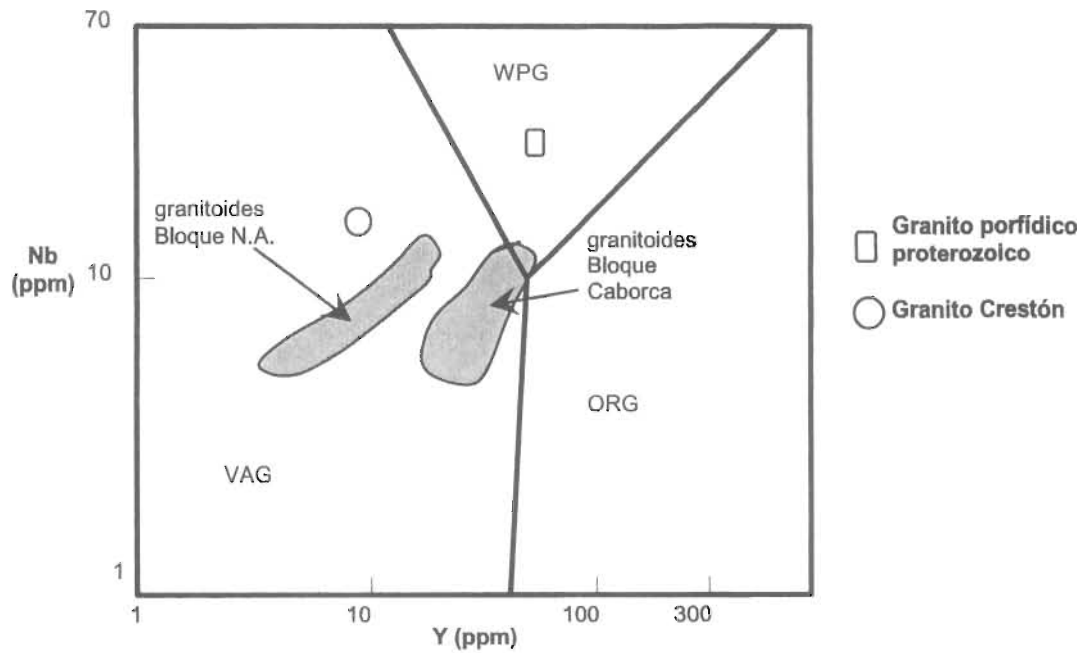


Figura 9. Diagrama de discriminación tectónica Y/Nb para granitoides (Pearce et al., 1984). VAG: granitos de arco volcánico; ORG: granitos de cordillera medio-oceánica; WPG: granitos intra-placa. Los granitoides de Quitovac (contornos gris) se encuentran en el campo de arco volcánico, aunque los granitoides de Caborca se localizan hacia el límite del campo de granitos intra-placa (Iriondo, 2001). Círculo: Granito Crestón; cuadro: granito porfídico.

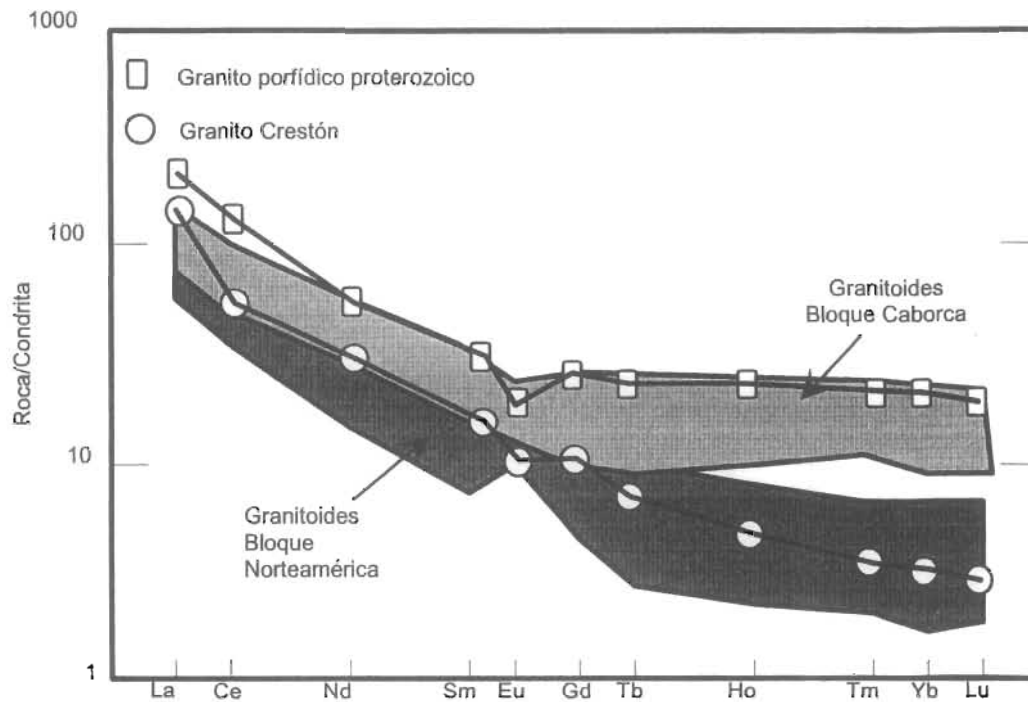


Figura 10. Diagrama de tierras raras de los granitoides proterozoicos de la zona de El Crestón normalizado a la composición condrita de acuerdo a (Nakamura, 1994). Se muestran además los espectros composicionales de rocas graníticas hospedadas en los bloques de Norteamérica y Caborca, de la región de Quitovac (Iriando, 2001).



### **Geocronología U-Pb en circones**

La composición isotópica U-Pb de cinco cristales de circón separados de una muestra del Granito Crestón (MV-CR-1) fue analizada en laboratorios de la Universidad de Stanford, California, utilizando una microsonda isotópica de alta resolución (SHRIMP) y los resultados analíticos se muestran en la Tabla 2. Las lecturas fueron tomadas tanto en los bordes como en los núcleos de los cristales de circón (Fig. 11). Tanto la forma de los circones como la distribución de las lecturas sugieren cristales de una sola generación. La edad mínima indicó 1,709 Ma y fue obtenida en el núcleo de uno de los cristales, mientras que la edad más antigua fue de 1,748 Ma y fue medida también en el núcleo de un cristal. Los resultados se ilustran en un diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  contra  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , donde se muestra que las edades de intersección con la concordia indican un promedio de  $1,730 \pm 9.1$  Ma (Fig. 12). Estos datos sugieren una correlación temporal con granitoides paleoproterozoicos del noroeste de Sonora, definidas en un rango de 1,800 a 1,700 Ma (Anderson y Silver, 1981; Iriondo, 2001; Iriondo et al., 2004). Los granitoides paleoproterozoicos en la región de Quitovac muestran edades entre 1,714 y 1,656 Ma para el bloque Norteamérica, mientras que los granitoides del bloque Caborca indican edades entre 1,777 y 1,693 Ma (Iriondo, 2001). En base a estos rangos, la edad de 1,730 Ma del Granito Crestón pudiera indicar una mayor correlación temporal con las edades encontradas por las rocas del bloque Caborca.

### **Composición isotópica Rb-Sr y Sm-Nd**

Para tratar de entender un poco más los aspectos petrogenéticos del Granito Crestón se realizó el análisis de las relaciones de los isótopos radiogénicos de Rb-Sr y Sm-Nd en dos muestras (CR1-WR y CR2-WR), cuyos resultados se presentan en la Tabla 2. Estos análisis fueron obtenidos utilizando un espectrómetro de masas de ionización termal (TIMS) Finnigan MAT 262, instalado en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM (LUGIS). En general, los resultados para el sistema Rb-Sr parecen poco confiables, seguramente debido a la relativa alta movilidad química de estos elementos ante la presencia de actividad hidrotermal como la ocurrida en el área de El Crestón. Sin embargo, los datos del sistema Sm-Nd parecen no haber

sido seriamente perturbados. Las relaciones isotópicas dieron valores de  $\epsilon_{Nd}$  inicial de +3.1 y +5.9, lo cual sugiere una fuente de origen mantélico. La proyección de los datos de Sm-Nd en el tiempo y su intersección con la curva de evolución del manto empobrecido de DePaolo (1981a) sugieren edades modelo de 1.81 y 1.60 Ga, respectivamente (Tabla 2; Fig. 13). La edad de 1.81 Ga parece ser relativamente congruente con la edad U-Pb de 1.73 Ga obtenida en circones del Granito Crestón. La edad de 1.60 Ga es inconsistente, y quizás refleja una importante perturbación en la concentración isotópica original debido a los procesos de alteración hidrotermal que afectaron a esta roca. Sin embargo, la relación Sm/Nd parece no haber sufrido un gran cambio, lo cual se observa en la proyección cercanamente paralela de las líneas de evolución de las dos muestras en la Figura 13. En Comparación, las edades modelo de los granitoides de Quitovac asociados al bloque de Norteamérica dieron edades modelo entre 1800 y 1740 Ma, mientras que los granitoides del bloque Caborca dieron edades modelo entre 2070 y 1880 Ma. La edad modelo de 1.81 Ga obtenida para el Granito Crestón se ubica justo entre estos dos rangos, por lo cual la afinidad temporal con las rocas de Quitovac basada en la edad modelo no es muy clara. Sin embargo, suponiendo que parte del Nd radiogénico pudo haberse perdido durante los procesos de alteración hidrotermal ocurridos en la zona de El Crestón, entonces la edad modelo del Granito Crestón pudiera ser realmente más vieja y quizás comparable a las del bloque Caborca.

Tabla 2. Datos analíticos de U-Th-Pb en circones y de Rb-Sr y Sm-Nd en roca total para muestras del Granito Crestón

Sample	Wt mg	U ← ppm →	Th →	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}^a$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^b$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^b$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^b$
					actual					Initial		
MV-CR-1	96	2.18	8.98	21.6	20.959	15.815	40.056	6.800	28.880	18.866	15.593	37.473
$\pm 2\sigma$					0.064	0.093	0.123	0.265	0.172			

<sup>a</sup> Relaciones corregidas. <sup>b</sup> Relaciones iniciales substrayendo la cantidad de  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}$  acumulada por el decaimiento de U y Th en la muestra desde su cristalización, que se asume es la edad de los circones. Los análisis fueron realizados en una microsonda isotópica de alta resolución (SHRIMP) en la Universidad de Stanford, California, como parte de un estudio geocronológico del U.S. Geological Survey en Denver, Colorado, coordinado por los Drs. Alexander Iriondo y Wayne Prems.

	Rb*	Sr*	Sm*	Nd*	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^\dagger$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^\dagger$ $\pm 2\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^\dagger$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^\dagger$ $\pm 2\sigma$	$\epsilon\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{t})$	$\epsilon\text{Nd}(\text{t})$	$T_{\text{DM}}(\text{Nd})$
	← ppm →				actual			Initial		Ga		
CR1-WR	124	243	2.14	12.20	1.48	0.72186±13	0.10578	0.511761±7	-17.1	0.68507	3.1	1.81
CR2-WR	124	123	1.483	8.544	2.91	0.72796±11	0.10450	0.511894±5	-14.5	0.65559	5.9	1.6

\* Incertidumbre para las concentraciones de Rb and Sr -1.0 % y -0.5 %, respectivamente; incertidumbre para las concentraciones de Sm y Nd -0.5 % y -0.1 %, respectivamente.

<sup>†</sup> Relaciones isotópicas corregidas. Las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fueron normalizadas a  $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$  y monitoreadas usando el estándar SRM987, el cual dio un valor promedio de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0.710235 \pm 18$  en 229 análisis. Las relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  fueron normalizadas a  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  y monitoreadas usando el estándar La Jolla, cual dio un valor promedio de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de  $0.511880 \pm 22$  en 123 análisis.

Las relaciones iniciales de Sr y Nd fueron calculadas usando  $\lambda^{87}\text{Rb}$  de  $1.42 \times 10^{-11}$ /año, y los valores actuales para el Reservorio Condritico Uniforme (CHUR) de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.7045 y  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  = 0.0827; y  $\lambda^{147}\text{Sm}$  de  $6.54 \times 10^{-12}$ /año, y los valores actuales para el CHUR de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  = 0.512638, y de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  = 0.1966. Las edades modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) basadas en la evolución del Nd fueron calculadas mediante la proyección de los datos actuales a la intersección con la curva de evolución del manto empobrecido de DePaolo (1981). Los datos isotópicos de Sr y Nd fueron obtenidos con un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262, en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM (LUGIS). Participación en los trabajos analíticos: M.C. M.S. Hernández Bernal, Ing. T. Hernández Treviño, M.C. J. Morales Contreras, M.C. G. Solís Pichardo y Dr. Peter Schaaf.

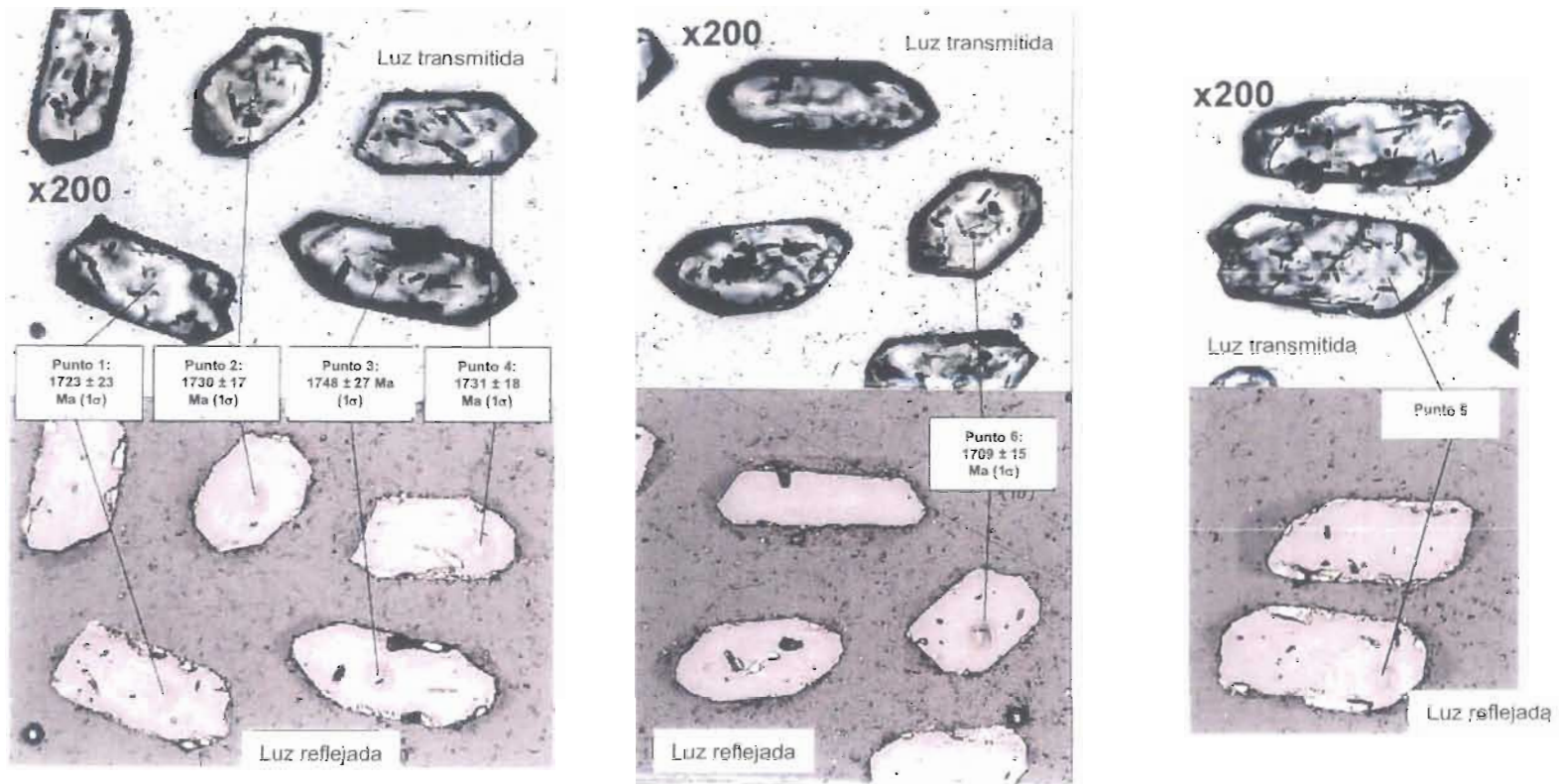


Figura 11. Imágenes de catodoluminiscencia en granos de circón mostrando los puntos que fueron analizados.

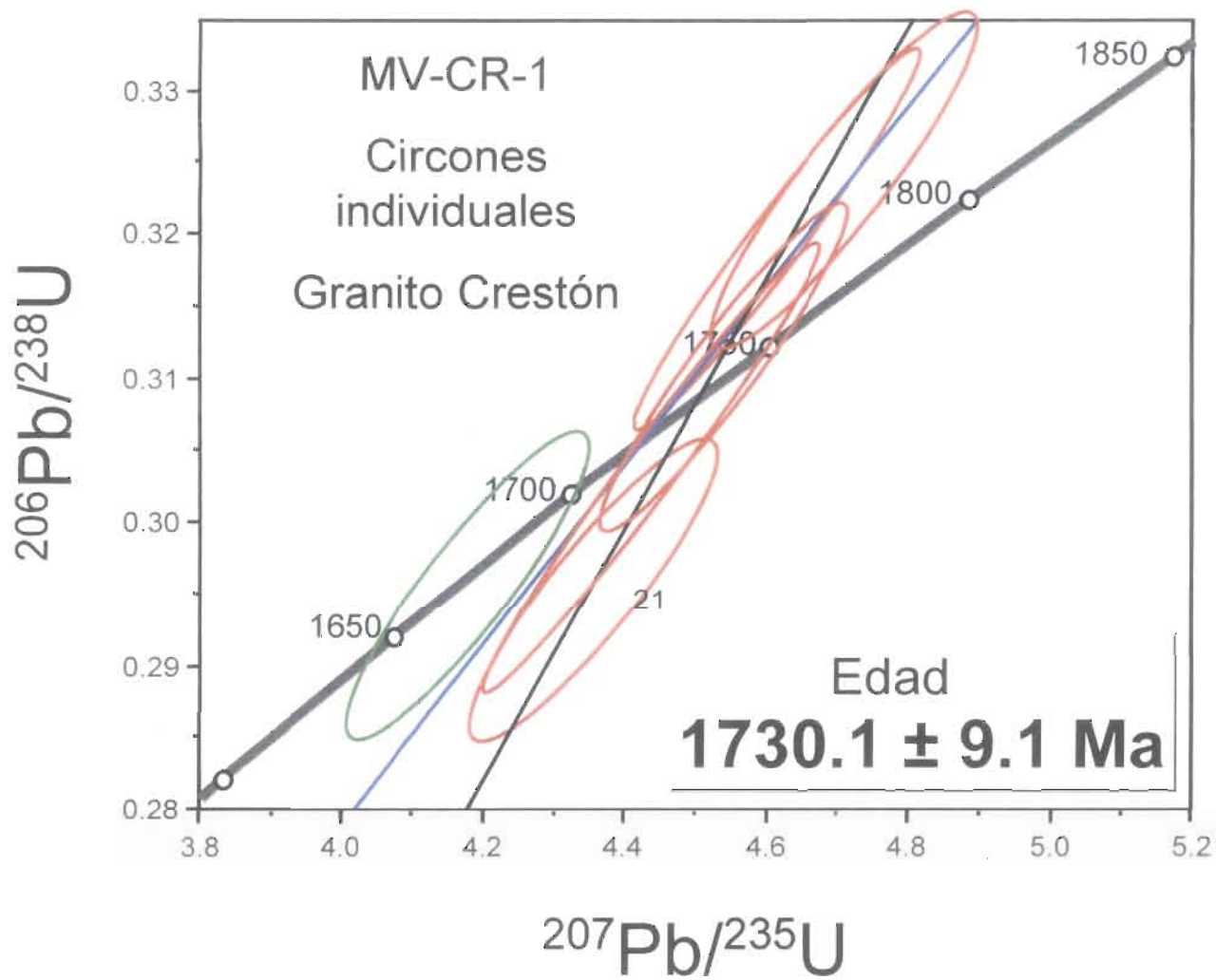


Figura 12. Isócrona de U/Pb en circones del Granito Crestón. Los circones fueron separados de la muestra MV-CR-1.

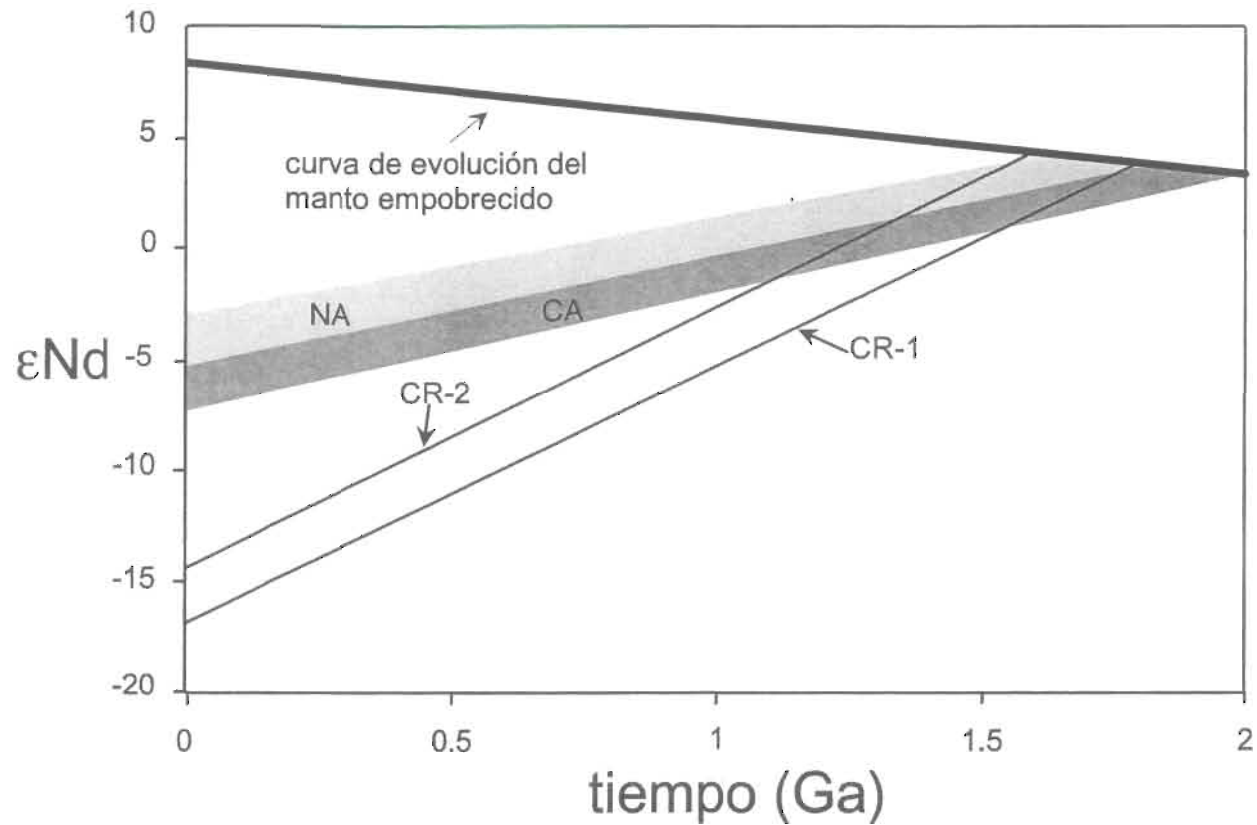


Figura 13. Diagrama de las edades modelo basadas en Nd (DePaolo, 1981a). Los espectros de edades modelo para los granitoides paleoproterozoicos de los bloques Caborca (CA) y Norteamérica (NA) son de acuerdo a Iriondo (2001). Las líneas muestran la edad modelo obtenida para las muestras del Granito Crestón (CR-1 y CR-2).

## **GEOLOGIA ESTRUCTURAL**

### **Estratificación**

Las rocas que muestran registro de estratificación son la unidad sedimentaria neoproterozoica, las rocas volcanosedimentarias laramídicas y las volcánicas del Oligoceno (Fig. 14). Los sedimentos neoproterozoicos muestran orientación NW-SE, con echados fuertes al SW y algunos al NE, muy similar a los echados que muestran los planos de foliación desarrollada por la unidad metamórfica proterozoica (Fig. 15). Las rocas laramídicas y del Oligoceno solo muestran ligero basculamiento al NE (Fig. 14).

### **Deformación dúctil d1-d2**

Las rocas de El Crestón han experimentado varios eventos de deformación y la presencia de rocas precámbricas, mesozoicas y cenozoicas ayuda a analizar su historia tectónica. La deformación más antigua reconocida en el área comprende la foliación (d1) de la unidad metamórfica proterozoica, probablemente asociada al metamorfismo ocurrido en el Proterozoico Temprano, y pre-1,730 Ma, ya que no se presenta en el Granito Crestón. La foliación de la unidad metamórfica proterozoica muestra una orientación general NW-SE, con echado principalmente al SW y vertical (Fig. 15). El Granito Crestón muestra una foliación controlada en zonas de cizalla milonítica (d2) orientada NW-SE a E-W, con echado al NE y vertical (Fig. 15). La edad de d2 se puede definir en forma relativa entre el Paleoproterozoico y el Mesoproterozoico, ya que no se observó en las unidades más jóvenes, es decir, el cizallamiento pudo haber ocurrido previo al emplazamiento del granito porfídico proterozoico.

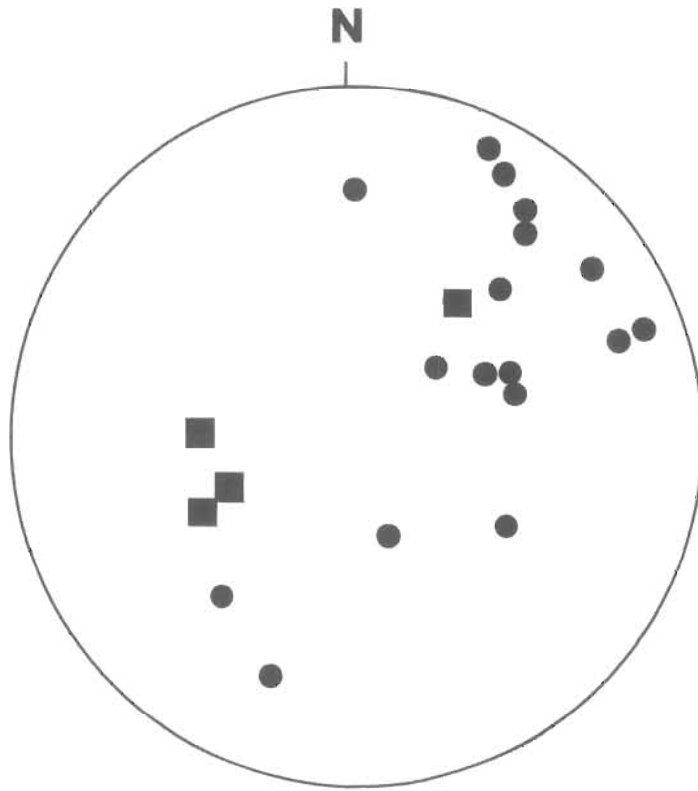


Figura 14. Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de polos de planos de estratificación de la unidad sedimentaria neoproterozoica (círculos) y las rocas volcanosedimentarias laramídicas (cuadros). La estratificación de la unidad sedimentaria neoproterozoica muestra orientación preferencial de NW-SE, con echado principal al SW. Las rocas volcanosedimentarias laramídicas muestran una orientación de NW-SE, con un echado al NE salvo un afloramiento de andesita que indica un echado al SW.



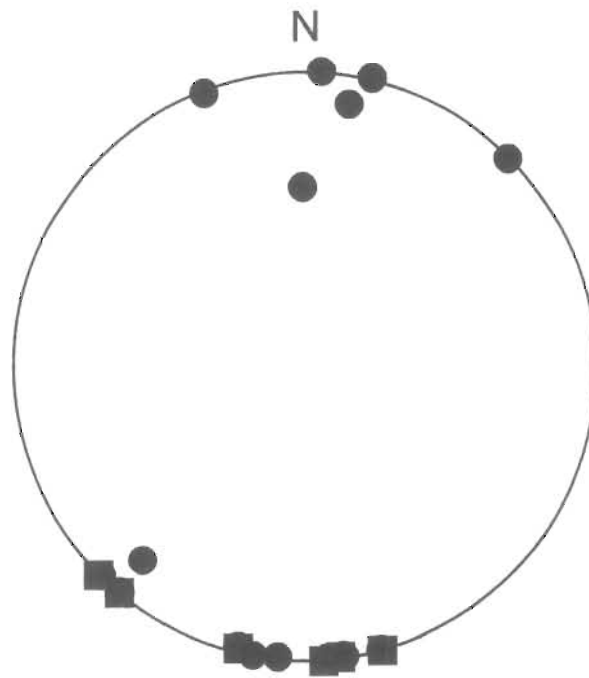


Figura 15. Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de polos de planos de foliación en la unidad metamórfica proterozoica (círculos) y en el Granito Crestón (cuadros).

## Fallas

Los rasgos estructurales de ambiente frágil están representados por dos principales eventos de fallamiento extensivo (d3 y d4). Esta deformación es de suma importancia en la comprensión de la geometría del depósito de El Crestón, ya que ambos sistemas afectan a la geometría de la mineralización. En observaciones de campo se pudo establecer las relaciones temporales entre los dos eventos de fallamiento (Fig. 5).

### *Fallas d3*

El fallamiento d3 se caracteriza por fallas normales con brechamiento que afecta a todos los niveles estratigráficos del área. Las brechas se localizan en el bloque de techo y generalmente forman relieves topográficos bajos. En la proyección de polos (Fig. 16A) y el diagrama de rosas (Fig. 16B) se observa que las fallas tienen una familia de orientación principal N40° a 60°W, con echado tanto al NE, como al SW; otra familia importante de fallas es la orientación ENE-WSW, con echado al norte y al sur, similar al rumbo de la foliación de las rocas proterozoicas (Fig.16). Las estrías medidas en la superficie de las fallas d3 muestran desplazamientos normales y oblicuos en una dirección principal al SW y otra dirección importante al NE (Fig. 16C y 16D). Una de las estructuras de este sistema es la falla que aflora en la Cañada Muribabi (Fig. 4), donde se observa intenso fracturamiento y brechamiento sobre las rocas graníticas laramídicas. Otra falla asociada a la deformación d3 orientada en este sistema es una estructura localizada al sur de la mina El Crestón, la cual sigue la orientación de un intrusivo diorítico que muestra fuerte alteración y fracturamiento.

Existen dos estructuras de desplazamiento normal que juegan un papel importante en la geometría del depósito mineral, las cuales fueron definidas por León y Miller (1981) como las fallas Crestón y Gemini. De éstas, la falla Crestón es la más importante (Fig. 4); tiene una orientación NW-SE y un echado de 30° a 70° al NE y separa rocas no alteradas en el bloque inferior de otras intensamente alteradas en el bloque de techo.

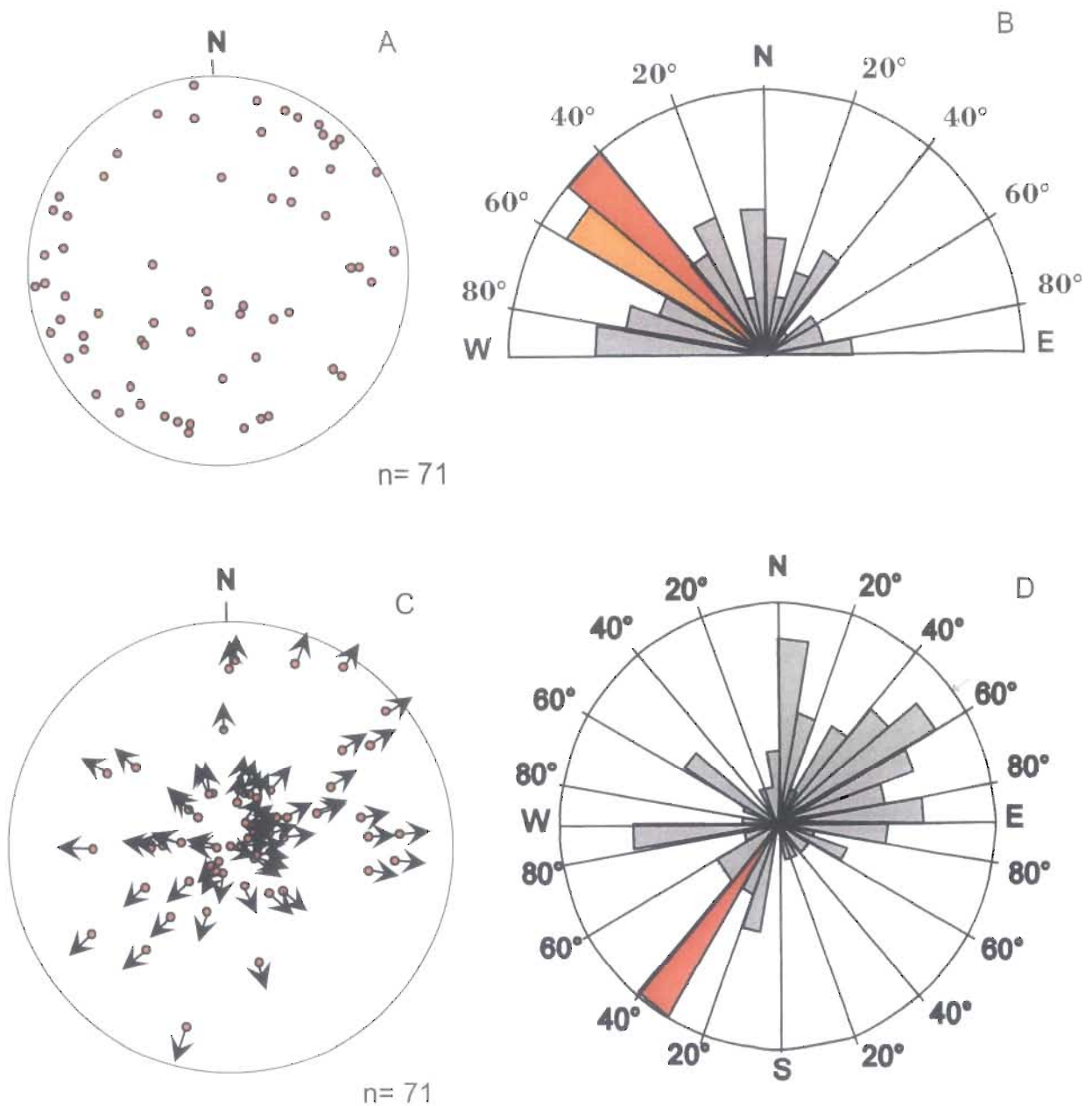


Figura 16. Elementos estructurales del fallamiento del Terciario medio en el área El Crestón. A) Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de polos de superficie de fallas. B) Diagrama de rosas de orientación de superficies de falla, donde se observa al sistema N40°-60°W como la familia de estructuras predominante. C) Proyección estereográfica en el hemisferio inferior del pitch en fallas medidas. D) Diagrama de rosas de orientación del pitch de las fallas medidas, donde se muestra que la dirección de deslizamiento del bloque de techo es principalmente 30°- 40° al SW y en segundo término 40°-60° al NE y 0° - 10° al NE.

En el corte de varios barrenos de exploración que se desarrollaron en la zona mineralizada, la falla Crestón consiste de una franja gruesa de fuerte cizallamiento, brechamiento y deformación. Su espesor varía de 5 a 70 m. En los trabajos de exploración realizados por AMAX se estima que el desplazamiento fue de alrededor de 450 m al noreste (León y Miller, 1981). En superficie, la falla Crestón presenta amplias zonas de fuerte fracturamiento, cambios en tipo de roca y alteración, brechas de falla y cambios fuertes en pendientes topográficas, debido a la diferente respuesta a la erosión de las rocas en contacto. Tanto la falla Crestón como la falla de la cañada Muribabi (Fig. 4) forman parte de un sistema de fallas con desplazamiento normal al noreste. La forma alargada de la sierra de El Crestón está controlada por la presencia de las fallas relacionadas a esta fase de deformación.

La edad del fallamiento d3 no se conoce con precisión; sin embargo, ésta debió haber ocurrido entre el Eoceno Temprano y el Mioceno Temprano ya que desplaza a la mineralización, la cual fue fechada por K-Ar en sericita y Re-Os en molibdenita en ~53 Ma (León y Miller, 1981; Damon et al., 1983a; Lugo-Zazueta, 2003). A su vez, el curso de esta falla está interrumpido por un fallamiento posterior asociado al sistema distensivo *Basin and Range*. Probablemente las fallas d3 forman parte de un sistema contemporáneo al propuesto para la falla de despegue La Ramada-Agua Caliente, que aflora al norte de la Sierra de Aconchi (Fig. 2).

#### *Fallas d4*

Las fallas asociadas a la deformación d4 afectan toda la columna litológica de El Crestón, y se caracterizan por tener un echado fuerte. Se trata de fallas con un fuerte componente de desplazamiento normal orientadas preferentemente N-S, limitando una serie de bloques hundidos y levantados (Figs. 4 y 5). Las fallas que afloran a lo largo del río San Miguel (Fig. 4) son estructuras que forman parte de esta familia. En el área de El Crestón las fallas d4 muestran desplazamientos verticales, que a diferencia de las fallas d3 carecen de componente de desplazamiento oblicuo. Una de las estructuras principales, es la falla localizada entre la mina El Crestón y la mina La Planta (Fig. 4), la cual afecta principalmente al Granito Crestón, cuyo bloque de techo

muestra desplazamiento hacia el este. En la parte norte del área el Granito Crestón está en contacto por una falla d4 con las rocas graníticas laramídicas; de igual forma esta misma zona de falla se encuentra intersectando a la falla d3 localizada en la cañada Muribabi (Fig. 4). Se puede considerar que las fallas d4 están limitando al borde oriental de la sierra de El Crestón, el cual representa un bloque levantado al lado de la cuenca del río San Miguel de Horcasitas, como un bloque hundido. Aunque la edad del fallamiento d4 no se conoce con precisión, puede inferirse a partir del estilo y geometría de las fallas, como parte de la familia de fallas que dieron lugar a la formación de sierras y cuencas alineadas (*Basin and Range*) durante la extensión del Mioceno.

## **GEOLOGÍA ECONÓMICA**

### **Antecedentes históricos**

Las principales obras mineras y de exploración que se reconocen en el área de estudio son la mina El Crestón, la mina La Planta y la mina El Tecolote (Fig. 4). La primera es la más importante y en ella hicieron rampas de acceso a planillas de barrenación de exploración y algunos trabajos de minado superficial en zonas de brecha con mineralización de Mo-Cu. La mina La Planta consiste en una obra subterránea con desarrollo horizontal sobre una brecha mineralizada con Mo y Cu, así como algunos bancos de producción a cielo abierto, sobre la misma estructura. La mina El Tecolote está constituida por un tiro vertical con desarrollo de algunas frentes de producción con valores de Au, Ag, Mo y Cu (COREMI, 1998). Sobre la cañada Muribabi (Fig. 4) se pueden distinguir además algunos pequeños trabajos hechos por gambusinos en zonas mineralizadas con oro, molibdenita, calcopirita, esfalerita y óxidos de cobre.

### **Alteración hidrotermal**

León y Miller (1981) estudiaron la mina El Crestón e hicieron una descripción detallada de la geometría de su alteración y mineralización a profundidad (Fig. 17), en la que se distinguen dos eventos de alteración hidrotermal; uno temprano rico en potasio y uno más tardío rico en sílice. Los arreglos mineralógicos asociados con la actividad hidrotermal se pueden dividir en varias zonas de alteración potásica, propilítica, argílica y filica, así como zonas de silicificación ligadas más comúnmente con la alteración filica. El Granito Crestón es la única roca que presenta todos estos tipos de alteración. La alteración potásica se caracteriza por la presencia de vetillas de feldespato potásico y formación de biotita secundaria de grano fino a medio. Esta alteración está ampliamente distribuida, y se ha detectado también a profundidad en la zona mineralizada cerca del contacto del pórfido granítico (León y Miller, 1981). Las vetillas de feldespato son más importantes dentro de la unidad metamórfica, el Granito Crestón y en las rocas graníticas laramídicas, principalmente asociadas a la fase porfídica. El arreglo mineralógico de alteración potásica fue afectado por eventos hidrotermales posteriores, donde la biotita secundaria y el feldespato potásico fueron reemplazados por clorita ± sericita y sericita ± cuarzo, respectivamente. Esta alteración se encuentra ampliamente distribuida en la zona mineralizada y es la fase hidrotermal que se asocia directamente a la mineralización de molibdeno de El Crestón (León y Miller, 1981). El rasgo más común es el reemplazamiento de la mayoría de los componentes originales de la roca huésped de la mineralización. Cerca de la mina El Crestón, este intrusivo muestra una alteración pervasiva que borró totalmente su identidad original, desarrollando una textura tipo '*greissen*' con formación de sericita, cuarzo, pirita y molibdenita. La alteración propilítica se manifiesta por la presencia de clorita, epidota, calcita y pirita de grano fino, y su ocurrencia se limita espacialmente a los gneises y anfibolitas de la unidad metamórfica. La alteración argílica está poco desarrollada en la zona mineralizada y se encuentra ligada principalmente a zonas donde la roca ha estado más expuesta a fluidos meteóricos. Esta alteración se caracteriza por el reemplazamiento del feldespato potásico por caolín, así como por una ausencia de minerales máficos.

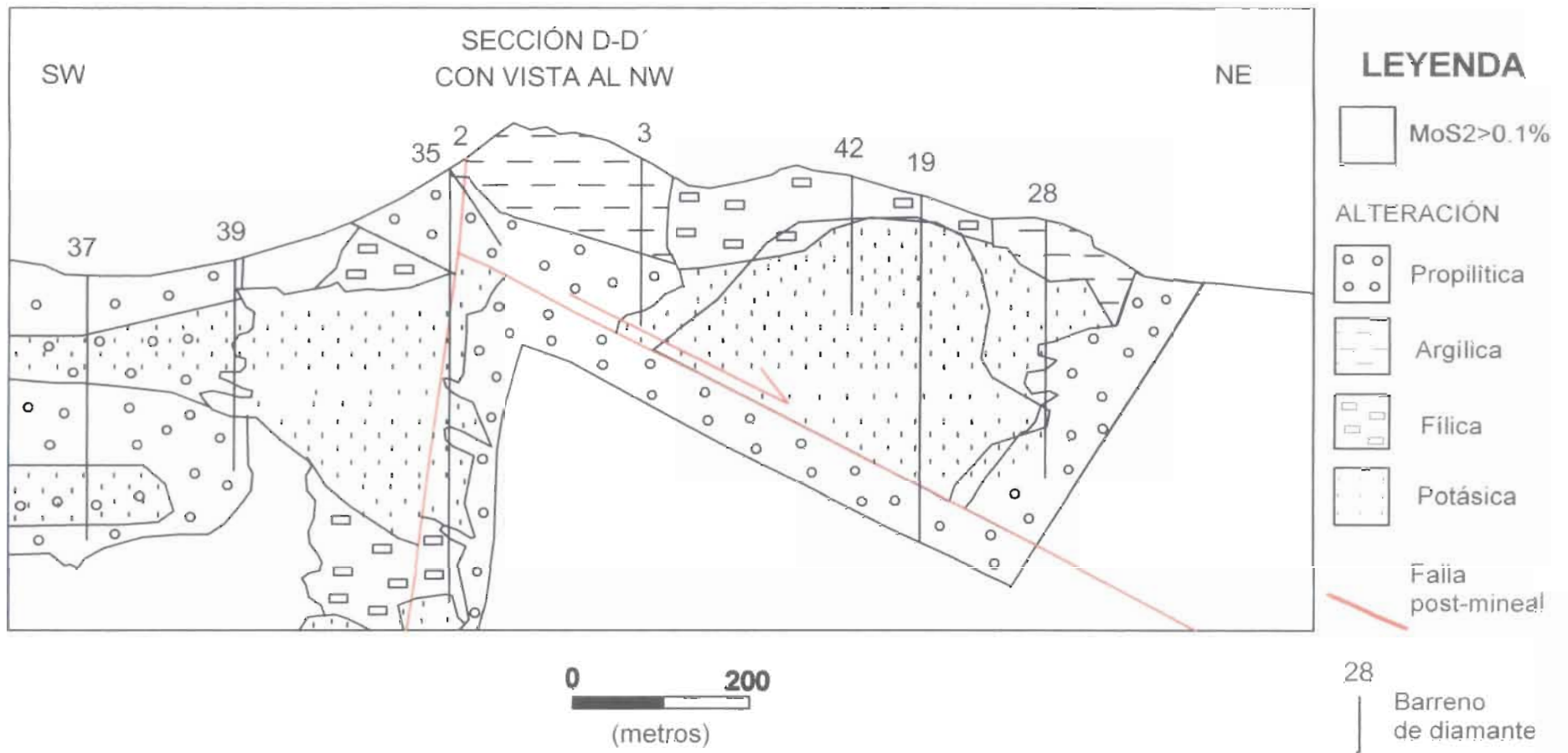


Figura 17. Sección geológica de la zona mineralizada de El Crestón (tomada de León y Miller, 1981). Véase su localización en la figura 4; se muestra el número y localización de barrenos de exploración y su proyección a profundidad. El contorno de los cuerpos mineralizados y alteración es interpretado con los valores obtenidos en barrenación y descripción litológica de las muestras.

## Mineralización

La mineralización primaria de la zona de El Crestón consiste en molibdenita y calcopirita principalmente, y se encuentra diseminada y en delgadas vetillas. En menor proporción también se observan galena y esfalerita. La mineralización se presenta en tres formas predominantes: 1) vetillas tipo 'stockwork', 2) brechas hidrotermales y 3) enriquecimiento supergénico. El arreglo de vetillas en *stockwork* está más desarrollado en el Granito Crestón, donde se pueden identificar pequeñas estructuras delgadas de 2 a 5 mm de espesor con cuarzo + hematita + molibdenita. Este enrejado de vetillas muestra una orientación dominante de N41°W y echado principalmente al SW, aunque también se presentan echados al NE (Fig. 18). Este grano estructural puede asociarse a un evento de fracturamiento de dilatación de la corteza pre-laramídica, durante el emplazamiento de los intrusivos porfídicos, produciendo un empuje vertical que reactivó estructuras antiguas. Esta observación está apoyada en la similitud del grano estructural entre las rocas proterozoicas (Fig. 15 y 16) y las vetillas. Las brechas hidrotermales se caracterizan por la presencia de fragmentos tabulares y angulosos de rocas metamórficas precámbricas y ocasionalmente del Granito Crestón, envueltos en una matriz de cuarzo. La principal roca hospedante de la mineralización es el Granito Crestón, aunque se ha observado también mineralización en forma diseminada en el pórfido granítico proterozoico. La calcopirita ocurre en micro-fracturas asociadas a zonas de alteración potásica con pirita y magnetita. Por otro lado, la mineralización de cobre de origen secundario ocurre como delgadas películas de calcocita asociada a pirita fina diseminada y en vetillas de cuarzo, siendo más abundantes en el Granito Crestón, en las zonas donde se presentan brechas hidrotermales y cerca de las fallas post-mineralización d3.



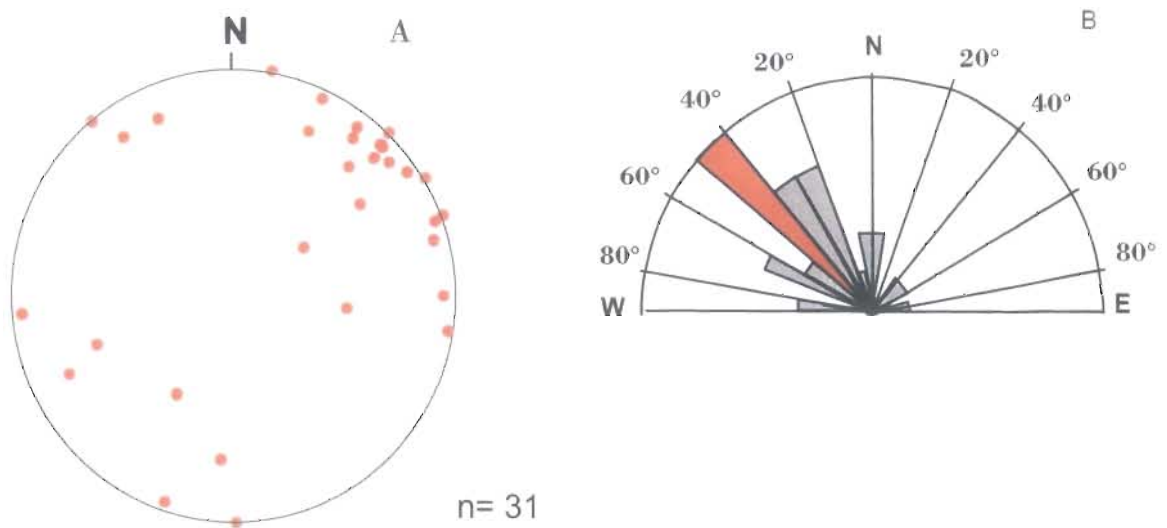


Figura 18. Datos estructurales de las vetillas asociadas a la mineralización de molibdeno de El Crestón. A) Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de polos de orientación de vetillas de cuarzo; B) Diagrama de rosas que muestra los sistemas de orientación principales, destacando la orientación N40° - 50°W.

### **Brechamiento post-mineral**

Existe un segundo tipo de brechas de origen tectónico, las cuales están distribuidas en fallas asociadas al evento d3, sin evidencia de mineralización primaria. Estas estructuras se asocian generalmente a zonas de mineralización secundaria, donde se puede identificar malaquita, crisocola, hematita y cuarzo lechoso. Los principales ejemplos se observan en la mina El Crestón, en el flanco oriental del cerro El Crestón, así como en la cañada Muribabi (Fig. 4). En ambos lugares, las estructuras se caracterizan por su geometría alargada en dirección de la falla, orientadas generalmente WNW-ESE y hospedadas en el granito laramídico.

En la cañada Muribabi, la zona de brecha se hospeda en rocas graníticas laramídicas. Esta estructura se localiza en el bloque de techo de la falla. La presencia de una zona contrastante en la alteración y contenido de sulfuros en las fracturas del mismo granito fresco en el bloque de piso contra el brechamiento y oxidación en el bloque de techo, sugiere que la falla es posterior a la etapa de mineralización y desplazó a ésta. Otro rasgo interesante de este sistema es que aparentemente controla diferentes niveles estructurales, ya que en el área de la mina La Planta, en el flanco oriental del cerro El Crestón, se identificó una falla con brechamiento que limita la mineralización en bloque de piso de la estructura; al norte de esta falla se presenta una fase porfídica laramídica, mientras que al sur se observa el Granito Crestón muy alterado con abundantes vetas de cuarzo, sulfuros de Mo, Cu y óxidos de Fe.

### **Génesis del depósito**

De acuerdo con Mutschler et al. (1981) la mineralización de Mo-Cu está asociada a rocas de composición calciocalina en el rango de granodiorita a granito, similares a las rocas graníticas laramídicas de El Crestón. Sin embargo, depósitos similares ocurren también asociados a rocas de composición alcalina con fases de pórfidos aplíticos y graníticos, como los sistemas tipo '*Climax*' (Kamilli, 1978; Westra y Keith, 1981). La mineralización de molibdeno con fases porfídicas de series calciocalinas de edad laramídica en el cinturón de pórfidos de Cu-Mo de Norteamérica es bien conocida (e.g., Gustafson, 1978; Westra y Keith, 1981; Mutchler et al., 1981; Dickinson, 1981;

Damon et al., 1983a; Wodzicki, 1995; Keith y Swan, 1995; Lang y Tittley, 1998, Staude y Barton, 2001). Esta provincia metalogenética se localiza en un cinturón orientado NW-SE que sigue la trayectoria del arco magmático laramídico (Valencia-Moreno, 1998; Valencia-Moreno et al., 2001). Las intrusiones porfídicas relacionadas a la mineralización se produjeron durante la mayor parte de la época laramídica y se encuentran dentro del espacio de tiempo en el que se emplazaron las facies equigranulares (Wodzicki, 1995). Para la zona de El Crestón, la edad mínima de la mineralización de molibdeno fue obtenida por Damon et al. (1983a), quienes reportaron una edad K-Ar de  $53.5 \pm 1.1$  Ma en sericita. Esta edad fue posteriormente confirmada con una edad isotópica Re-Os de 53 Ma obtenida en molibdenitas (Lugo-Zazueta, 2003).

## DISCUSIÓN

De acuerdo con las características observadas, el pórfido de molibdeno de El Crestón forma parte del cinturón de pórfidos de Mo-Cu cordilleranos de acuerdo a los siguientes criterios:

1. Distribución zonada de la alteración.
2. Mineralización centrada en la presencia de un intrusivo porfídico.
3. Edad del depósito en el rango del cinturón de pórfidos de cobre-molibdeno de la Cordillera occidental de Norte América (~75-45 Ma).
4. Presencia de brechas hidrotermales y vetillas tipo stockwork.

La distribución de la alteración y la mineralización exhibe las características particulares de los depósitos de pórfido cuprífero (Lowell y Guilbert, 1970; Sillitoe, 1973; Williams y Forrester, 1995). Dichas características incluyen: la presencia de una zona de alteración potásica definida por la formación de biotita + ortoclasa, mineralización de molibdenita, calcopirita y pirita; reemplazamiento en la zona potásica de la biotita y la ortoclasa por sericita + cuarzo + pirita, generalmente asociada con la mineralización más importante; alteración propilítica, caracterizada por clorita + pirita +

epidota en las partes externas del depósito; y por último una zona de alteración argílica adyacente a fallas posteriores al emplazamiento de la mineralización, donde la roca se encuentra más expuesta a fluidos meteóricos. Las estructuras impresas en las rocas previas a la mineralización en el área de El Crestón se asocian a las fases de deformación d1 y d2, las cuales afectaron a la unidad metamórfica proterozoica y al Granito Crestón, respectivamente. La orientación de las vetillas mineralizadas que se hospedan en estas rocas muestra una aparente similitud con la orientación de la foliación d1 y d2 (Figs. 16 y 18). También algunas fallas post-mineralización muestran una relación estructural con las rocas del basamento. Esto sugiere que la arquitectura del basamento tuvo una fuerte influencia en la reactivación de estructuras durante la fase de mineralización y las etapas posteriores de fallamiento.

Entre los rasgos estructurales más importantes que afectan la geometría del pórfido de molibdeno de El Crestón está una serie de fallas normales post-mineralización de bajo y alto ángulo. Las más importantes incluyen estructuras con rumbo general WNW-ESE y ENE-WSW, y echado al norte y al sur. El fallamiento d3 produjo el basculamiento y transporte de gran parte de la secuencia pre-batolítica, incluyendo parte de la zona mineralizada. Esto es soportado por varias observaciones: las fallas del evento d3 yuxtaponen la unidad sedimentaria proterozoica con las rocas volcánicas laramídicas en el centro del área de estudio (Fig. 5); la falla Crestón, asociada al evento d3, con brechamiento asociado en la mina La Planta (Fig. 4) limita la zona mineralizada en el bloque de techo, con roca estéril en el bloque de piso. En la barrenación se interceptó la misma falla, la cual desplaza un bloque con alteración potásica y mineralización de molibdeno aproximadamente 450 m al noreste, colocándolo sobre un bloque de roca estéril con alteración propilítica (Fig. 17); en otras partes, las fallas asociadas al evento d3 simplemente desplazan o interrumpen en forma abrupta a las unidades. Probablemente durante el evento d3 se crearon los conductos para el emplazamiento de la diorita de grano fino, debido a su orientación similar. Tanto la dirección como el sentido de crecimiento de las estrías y cristales fibrosos sobre la superficie de las fallas normales sugieren que la extensión y transporte de bloques fue principalmente hacia el suroeste y noreste. La presencia de grandes afloramientos de

rocas graníticas de grano grueso y la exposición de las rocas de basamento cristalino proterozoico, así como la exposición de la zona de alteración potásica y mineralización de molibdeno, sugieren que el depósito de El Crestón sufrió una fuerte exhumación tectónica. El mecanismo que produjo esta exhumación involucra al menos a las fases de fallamiento normal d3 y d4 (Figs. 4 y 5). Se observó que las fallas del evento d3 produjeron basculamiento y rotación de bloques y por otro lado, las fallas del evento d4 interrumpen a su vez las fallas del evento d3 y limitan los bordes oriental y occidental de la sierra de El Crestón. El rumbo y el echado de la secuencia sedimentaria proterozoica y de los flujos volcánicos laramídicos, así como de las rocas riolíticas del Oligoceno sugiere una rotación de bloques en contra de las manecillas del reloj, con un arreglo de fallas normales ligadas a d3 que involucran distintos niveles de la corteza. Un mecanismo de “rotación planar de bloques” (Dickinson, 1991) muestra fallas antitéticas a una estratificación basculada, permitiendo que afloren bloques con rocas de la corteza media y superior. Este modelo puede aplicarse en el área para explicar porqué razón se observan distintos niveles estratigráficos yuxtapuestos. La orientación de estas fallas es similar a la falla de despegue La Ramada-Agua-Caliente, localizada al norte de la Sierra Los Locos (Fig. 2). Una de las fallas que pudiera correlacionarse con esta estructura se localiza en la Cañada Muribabi (Fig. 4), la cual tiene una orientación NE-SW y cuya proyección pudiera coincidir con dicha falla; sin embargo, su curso se encuentra interrumpido por fallas normales de alto ángulo asociadas al evento d4, las cuales aparentemente controlan el cauce del río San Miguel de Horcasitas (Fig. 2).

El último evento tectónico registrado en el área de El Crestón, descrito como d4, se caracteriza por el desarrollo de fallas sub-verticales orientadas NNE-SSW, las cuales cortan a las estructuras d3, y se relacionan regionalmente al evento de hundimiento y exhumación de bloques asociados al sistema *Basin and Range*. En la cuenca del río San Miguel se puede observar como estos valles tectónicos fueron rellenados por gruesos depósitos clásticos provenientes de la erosión de las sierras adyacentes, tal como ocurre en el flanco oriental de la sierra de El Jaralito (Fig. 2). En resumen, parece claro que la combinación de los eventos de fallamiento d3 y d4 modificó en gran medida la arquitectura original de las rocas de El Crestón, de tal forma que los niveles

estructurales del sistema mineralizado se encuentran actualmente rotados, basculados y segmentados.

## CONCLUSIÓN

El Crestón es un depósito de molibdeno hospedado en zonas de *stockwork* desarrolladas principalmente en el Granito Crestón, un granito paleoproterozoico con una edad U-Pb en circones de 1730 Ma, cuya firma isotópica revela un origen asociado a una fuente de tipo mantélico, caracterizada por valores de  $\epsilon\text{Nd}$  inicial entre 3.1 y 5.9. La mineralización está relacionada al emplazamiento de un plutón porfídico de composición cuarzo-monzonítica fechado en 55 Ma. De acuerdo a la edad de la mineralización (~53 Ma) y las características de alteración, El Crestón puede ser clasificado como un pórfido de molibdeno asociado con la fase metalogénica más productiva del cinturón de pórfidos cupríferos de la Cordillera oeste de Norte América, en su porción mexicana (75-50 Ma). Sin embargo, su estilo de mineralización resulta relativamente atípico en comparación con la mayoría de los ejemplos conocidos en México, los cuales son esencialmente pórfidos de Cu-Mo ó pórfidos de Cu-Au. De acuerdo con las observaciones hechas en este estudio, la zona de El Crestón se localiza en la porción norte de un bloque orientado NE-SW, el cual fue levantado y fuertemente denudado durante el Terciario. Debido a la complejidad estructural dejada por los efectos de la extensión terciaria, la reconstrucción del sistema mineralizado original resulta muy difícil; sin embargo, la ausencia de la cubierta de rocas pre- ó sin-batolíticas sobre las rocas proterozoicas en la zona mineralizada sugieren que la mayor parte del sistema fue removido durante el Cenozoico, dejando solo un remanente de la porción más profunda del mismo. La presencia de fallas normales con buzamiento hacia el NE abre la posibilidad de que la parte superior del depósito haya sido segmentada y transportada tectónicamente en esa dirección.

## REFERENCIAS

- Ahlgren, S., 2001, Geoplot 1.2, Program for building and analyzing structural data for the PC computer. Department of Geosciences, University of Arizona.
- Anderson, T. H. and Silver, L. T., 1971, Preliminary history for Precambrian rock, Bamori region, Sonora, Mexico: Geological Society of America, Abstracts with programs, 3, p. 72-73.
- Anderson, T. H. and Silver L.T., 1978, Jurassic Magmatism in Sonora, Mexico: Geological Society of America, Abstracts with programs, 10, p. 359.
- Anderson, T.H. and Silver, L.T., 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México: Revista del Instituto de Geología, v. 5, p. 131-139.
- Calmus, T., Pérez-Segura E., and Roldán-Quintana, J., 1996, The Pb-Zn deposits of San Felipe, Sonora, México: "Detached" mineralization in the Basin and Range Province: Geofísica Internacional, v. 35, p. 115-124.
- Castro-Rodríguez, A. y Morfín-Velarde, S., 1988, Contribución a la geología del área de Cerro de Oro: Departamento de Geología, UNISON, v. 5, p. 25-39.
- COREMI, 1998, Carta geológica-minera de Opodepe escala 1:50,000: Consejo de Recursos Minerales.
- Damon, P. E., Clark K. C. and Shafiqullah, M., 1983a, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v.20, p. 1052-1071.
- Damon, P. E., Shaffiqullah, M., Roldán-Quintana, J. y Cochemé, J.J., 1983b, El batolito Larámide (90-40 M.A.) de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México. A.C., Memoria de la XV Convención Nacional, Guadalajara, Jal., p.63-95.
- Davis, G. H., 1980, Structural characteristics of metamorphic core complexes: Geological Society of America, Memoir 153, p. 35-77.
- Damon, P., Clark, K. F. and Shaffiqullah, M., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 137-154.

- DePaolo, D. J., 1981a, A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10470-10488.
- Dickinson, W. R., 1981, Plate tectonic evolution of the southern Cordillera: in Dickinson, W. R., and Payne, W. D., eds., *Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera*: Tucson: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 113-135.
- Dickinson, W. R., 1991, Tectonic setting of faulted Tertiary strata associated with the Catalina core complex in southern Arizona: *Geological Society of America Special Paper 264*, 106 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, Departamento de Geología, *Boletín Departamento de Geología, UNISON*, v. 5, p. 1-23.
- Grijalva-Haro, A. S. y Figueroa-Valenzuela, M. C, 1989, Geología de la hoja Opodepe H12D12, municipio de Opodepe, Sonora, México: Tesis profesional, Hermosillo, Universidad de Sonora, 83 p.
- Grijalva-Noriega, F. J. and Roldán-Quintana, J., 1998, An overview of the Cenozoic tectonic and magmatic evolution of Sonora, northwestern México: *Revista Mexicana de Ciencias geológicas*, v.15, p. 145-156.
- Gustafson, L. B., 1978, Some major factors of porphyry copper genesis: *Economic Geology*, v. 73, p. 600-607.
- Herrera-Urbina, S. y Pérez-Segura, E., 1990, Facies de metamorfismo en las secuencias de las inmediaciones del poblado de Estación Llano, Sonora: *Boletín Departamento de Geología, UNISON*, v. 7, p. 7-28.
- Holcombe, R., 2002, *Georient 9.1: Stereographic projections and rose diagram plots*: Department of Earth Sciences of the University of Queensland, Australia.
- Iriondo, A., 2001, Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico: Tectonic constraints on the SW margin of Laurentia, University of Colorado, Ph.D., thesis unpublished, 222 p.
- Iriondo, A., Premo, W., Budahn, J.R., Atkinson, W.W., Siems, D.F., Guarás-González, B., 2004, Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic



- basement rocks in the Quitovac region: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia, *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 154-170.
- Kamilli R. J., 1978, The genesis of stockwork molybdenite deposits: Implications from fluid inclusion studies at the Henderson Mine (abs): *Geological Society of America, Abstracts with programs*, v. 10, p. 431.
- Keith, S. B. and Swan, M. M., 1995, Tectonic setting, petrology and genesis of Laramide Porphyry Copper Cluster of Arizona, Sonora and New Mexico: *Arizona Geological Society Digest*, v. 20, p. 339-346.
- Lang, J. R., and Titley, S. R., 1998, Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 93, p. 138-170.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woollley, A. R. and Zanettin, B., 1989, *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*: Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.
- León F. and Miller, J., 1981, Opodepe Molybdenum-Copper Porphyry Deposit: *Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona*, p. 223-238.
- Lowell, J. D., and Guilbert, J. M., 1970, Lateral and vertical alteration – mineralization zoning in porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 65, p. 373-408.
- Lugo Zazueta Raúl, 2003, *Estudio Geológico del área de la Mina de El Crestón, municipio de Opodepe*: Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Tesis Profesional, 63 p.
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C.H. and Guilford, C., 1991, *Atlas of igneous Rocks and their Textures*: John Wiley and Sons, Inc., New York, 148 p.
- McDowell, F. W. and Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: in Chapin, C. E., and Elston, W. E., Eds., *Ash-Flow tuffs*: *Geological Society of America, Special Paper 180*, p. 113-124.

- McDowell, F. W. and Mauger, R. W., 1994, K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 118–132.
- McDowell, F. W. and Roldán-Quintana, J., Conelly, J. N., 2001, Duration of Late Cretaceous–early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 221-31.
- Mutschler, F. E., Wright, E. G., Ludington, S. and Abbott, J. T., 1981, Granite molybdenite systems: *Economic Geology*, v. 76, p. 8874-897.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757–775.
- Nourse, J. A., Anderson, T. A. and Silver, L. T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: *Tectonics*, v. 13, p. 161-1182.
- Pearce, J. A., Harris, N.B.W. and Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R., 1973, *Sand and Sandstone*. Springer, Verlag, New York, 553 p.
- Phillipotts, A. R., 1989, *Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 178 p.
- Rendón-Márquez, G., 1995, Técnica petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el Laboratorio de Petrología del CICESE. Informe Técnico: Comunicaciones Académicas, Serie Geología, CICESE 33 p.
- Rickwood, P. C., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: *Lithos*, v. 22, p. 247-263.
- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1984, *Geology of Tuape region, north-central Sonora, Mexico*: Pittsburgh, PA, University of Pittsburg, PA, M.S. thesis, 157 p. (unpublished).
- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1994, Geología del área de Teguachi, Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, p. 11-28.

- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1996, Late Jurassic and Tertiary brittle – ductile deformation in the Opodepe region, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, v. 13, p. 1-9.
- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1999, Cretaceous -Tertiary detachment surface-Cerro El Vigía, structural block in the Banamichi-San Antonio region, Central Sonora, Mexico: *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, v. 16, p. 63-72.
- Roldán-Quintana, J., 1979, Geología y yacimientos minerales del distrito de San Felipe, Sonora: *Revista del Instituto de Geología de la UNAM*, v. 3, p. 97-115.
- Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of El Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora: in Pérez-Segura, E., and Jacques-Ayala, C. eds., *Studies of Sonoran: Geological Society of the America, Special Paper 254*, p. 19-36.
- Staude, J. M. G. and Barton, M.D., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and Metallogeny of northwestern Mexico: *Geological Society of the America Bulletin*, v. 113, p. 1357-1374.
- Sillitoe, R. H., 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 68, p. 799-815.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth Sciences Review*, v. 12, p. 1-33.
- Valencia-Moreno, M. A., 1998, Geochemistry of Laramide granitoids and associated porphyry copper mineralization in NW Mexico: University of Arizona, Tucson AZ, Ph.D. thesis unpublished, 164 p.
- Valencia-Moreno, M. A., Ruiz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zurcher, L., Hodkinson, D. G. and Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1409-1422.
- Valenzuela-Navarro, L. C., 1997, Análisis geológico-estructural del yacimiento San Francisco en Estación Llano, Sonora: Tesis Profesional (no publicada), Carrera de Ingeniero en Geociencias, CESUES, 43 p.

- Westra, G. and Keith, S. B., 1981, Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits: *Economic Geology*, v. 76, p. 844-873.
- Wilkins, J. and Heidrick, T., 1995, Post-Laramide Extension and Rotation of Porphyry Copper Deposits, Southwestern United States: *Arizona Geological Digest*, v. 20, p. 109-127.
- Williams, S. A. and Forrester, J. D., 1995, Characteristics of Porphyry Copper Deposits: *Arizona Geological Digest*, v. 20, p. 21-34.
- Wodzicki, W., 1995, The evolution of Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea District, Sonora Mexico: University of Arizona, Tucson, AZ, Ph. D. thesis unpublished, 183 p.

