

Marco geológico del pórfido de molibdeno El Crestón, Sonora central, México

**Luis Carlos Valenzuela-Navarro¹, Martín Valencia-Moreno^{2,*}, Thierry-Calmus²,
Lucas Ochoa-Landín³ y Carlos González-León²**

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología,
Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, 83000 Hermosillo, Son., México.

² Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México,
Apartado Postal 1039, 83000 Hermosillo, Son., México.

³ Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Rosales y Blvd. Luis Encinas, 83000 Hermosillo, Son., México.

* valencia@geologia.unam.mx

RESUMEN

El pórfido de molibdeno El Crestón, ubicado al suroeste del poblado de Opodepe en Sonora central, es un depósito poco común en el cinturón de pórfidos cupríferos del noroeste de México. Este depósito está mayormente hospedado por un complejo de rocas metamórficas y plutónicas del Paleoproterozoico, caracterizadas por el Granito Crestón, el cual dio una edad U–Pb en zircones de 1,730 Ma. La mineralización está asociada con un tronco porfídico de carácter subvolcánico, el cual se emplazó hace ~53 Ma durante el enfriamiento de uno de los batolitos laramídicos más extensos del Estado de Sonora. Las reservas estimadas para este depósito son relativamente pequeñas, en el orden de los 100 millones de toneladas, pero los valores de molibdeno son altos y alcanzan hasta 0.16%. La mineralización está diseminada en forma de sulfuros en zonas de 'stockwork', brechas hidrotermales, así como en un horizonte de enriquecimiento secundario relativamente delgado caracterizado por calcosita. La mineralización primaria consiste en molibdenita y calcopirita asociadas a zonas de alteración fílica y potásica. La estructura actual del depósito es muy compleja, principalmente debido a los efectos de la deformación relacionada con la extensión terciaria, que segmentó y rotó el cuerpo mineralizado original. En el área de El Crestón, esta deformación está representada por fallas orientadas en dirección NE–SW y aproximadamente N–S, las cuales son características del sistema tectónico de Cuencas y Sierras (Basin and Range).

Palabras clave: El Crestón, molibdeno, pórfidos cupríferos, Larámide, Sonora, México.

ABSTRACT

El Crestón molybdenum porphyry, located southwest of the town of Opodepe in central Sonora, is an uncommon deposit within the porphyry copper belt of northwestern Mexico. This deposit is mostly hosted by a complex of Paleoproterozoic rocks characterized by the Crestón Granite, which yielded a U–Pb zircon age of 1,730 Ma. The mineralization is associated with a porphyry stock of sub-volcanic character; which was emplaced ~53 Ma ago during the cooling of one of the largest Laramide batholiths in the state of Sonora. The estimated reserves for this deposit are relatively small, in the order of 100 million tons, but molybdenum grades are high and reach up to 0.16%. The mineralization is disseminated as sulfides in stockwork zones, hydrothermal breccias, as well as in a relatively thin secondary enrichment blanket characterized by chalcocite. The primary mineralization consists of molibdenite and chalcopyrite associated with phyllic and potassic alteration zones. The actual structure of the deposit is quite complex mainly due to the effects of deformation related to the Tertiary extension, which dissected and rotated the

original ore body. In the area of El Crestón, this deformation is represented by NE–SW and nearly N–S oriented faults, which are characteristic of the Basin and Range province.

Key words: El Crestón, molibdenum, copper porphyries, Laramide, Sonora, Mexico.

INTRODUCCIÓN

El Crestón es un depósito de molibdeno ubicado en Sonora norte-central, como a 90 km al noreste de la ciudad de Hermosillo, y aproximadamente a 5 km al suroeste de Opodepe (Figura 1). Aunque históricamente este depósito no ha tenido una actividad minera relevante, la gran extensión de su zona de oxidación y la presencia de acumulaciones locales con altas leyes de molibdeno han sido objeto de un interés reiterado por parte de compañías mineras. En la década de 1980, la compañía AMAX Exploration Inc. efectuó una campaña de exploración en El Crestón, incluyendo trabajos de cartografía a detalle, barrenación con recuperación de núcleos y estudios de geofísica. Sin embargo, no existen reportes de los resultados accesibles al público. León y Miller (1981) describieron el depósito como un “techo colgante” sobre un intrusivo granítico. Entre las obras que aún se reconocen están la mina La Planta y la mina El Tecolote (Figura 2). También se pueden distinguir algunas obras pequeñas hechas por gambusinos, que fueron particularmente enfocadas a la explotación de valores de oro.

El Crestón es un depósito relativamente pequeño en términos económicos, sin embargo exhibe rasgos geológicos interesantes, como el basamento cristalino paleoproterozoico y el desarrollo de un estilo de mineralización poco común a nivel regional. Dicha mineralización ha sido enmarcada dentro del cinturón de pórfidos cupríferos del noroeste de México (León y Miller, 1981; Damon *et al.*, 1983a; Pérez-Segura, 1985), y más concretamente, como un pórfido de molibdeno de tipo cuarzomonzonita (Figura 3); sin embargo, el depósito de El Crestón ha sido aún muy poco estudiado. La caracterización de sus condiciones genéticas y la reconstrucción de su geometría original se dificulta debido al grado de complejidad estructural generado por la extensión regional durante el Terciario.

Metodología

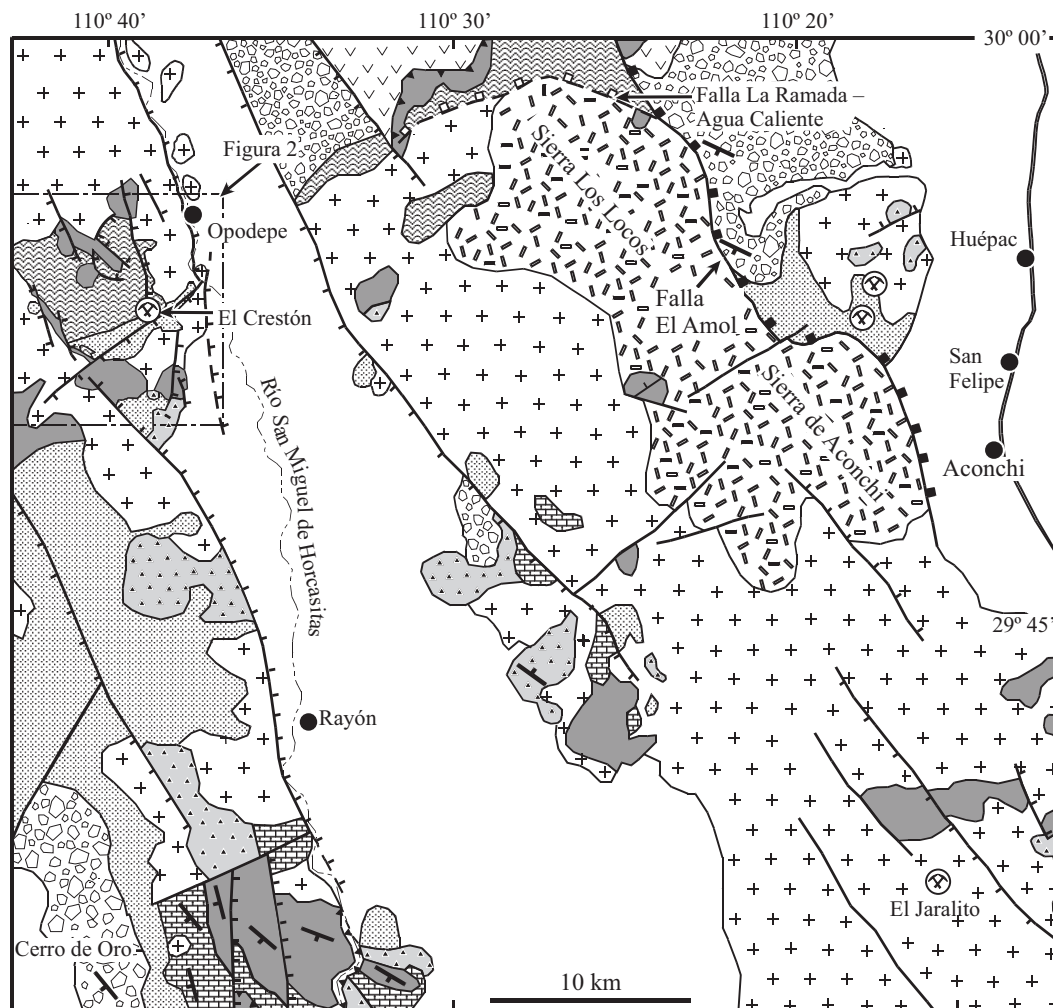
Para el estudio petrográfico se prepararon láminas delgadas de las rocas representativas del área de estudio, y se hizo un análisis por conteo de puntos, con un mínimo de 600 puntos por muestra, con el fin de establecer una clasificación modal de las muestras. En el caso de las rocas ígneas con textura porfídica, los cristales con tamaño menor a 0.1 mm fueron considerados como matriz y los mayores como fenocristales. La nomenclatura utilizada fue la recomendada por la IUGS de acuerdo a Streckeisen

(1976) para las rocas ígneas, la de Phillipotts (1989) para las rocas metamórficas, y la de Le Maitre (1989) para las rocas piroclásticas. En el caso de las rocas sedimentarias, se tomó en consideración la esfericidad de los clastos, la textura y la madurez, y se utilizó la nomenclatura recomendada por Pettijohn *et al.* (1973).

Con el fin de reconstruir las características estructurales del depósito, se midieron las estructuras a diferentes escalas desde los lineamientos interpretados en fotos aéreas, estructuras medidas en el campo y datos publicados con un control de campo. Los datos publicados fueron tomados de los trabajos de León y Miller (1981), Grijalva-Haro y Figueroa-Valenzuela (1989) y del Consejo de Recursos Minerales (1998). Los rasgos estructurales medidos incluyeron rumbo y echado de planos de estratificación, superficies de falla, fracturas, foliaciones, vetillas. A partir de las estrías en los planos de falla, se hizo también un análisis cinemático estadístico para conocer la dirección y el sentido de los esfuerzos principales de cada fase de deformación.

Marco tectónico

Al norte de la Sierra de Los Locos, al oriente de El Crestón (Figura 1), se reconoció la presencia de una cabalgadura de carácter regional que sobrepone una secuencia sedimentaria del Proterozoico superior sobre rocas volcánicas pertenecientes probablemente al arco magmático de edad jurásica. Este evento ha sido considerado como evidencia de una etapa compresiva en el Jurásico Tardío (Grijalva-Haro y Figueroa-Valenzuela, 1989; Rodríguez-Castañeda, 1996). Asimismo, Rodríguez-Castañeda (1996) caracterizó la presencia de una fase de deformación dúctil en rocas proterozoicas asociada a un cizallamiento lateral derecho, y que correspondería a una deformación conjugada contemporánea de la actividad de la megacizalla Sonora–Mojave en el Jurásico Medio – Tardío. El siguiente evento geológico importante en el área de estudio corresponde al emplazamiento del arco magmático Larámide ocurrido durante el Cretácico Tardío – Terciario temprano. Este evento está caracterizado por la presencia de grandes intrusivos graníticos y gruesas secuencias de rocas volcánicas de composición intermedia a félsica, localmente con horizontes de rocas sedimentarias lacustres. De acuerdo con las edades isotópicas disponibles para Sonora, estas rocas se emplazaron entre 90 y 40 Ma (Damon *et al.*, 1983b). Hacia la parte norte de la Sierra de Los Locos afloran intrusivos peraluminosos asociados al Batolito de Aconchi (Figura 1), cuya edad indica un rango



Simbología

- | | |
|--|---|
| | Aluviones y gravas |
| | Sedimentos clásticos con flujos de basalto intercalados de la Fm. Báucarit (Mioceno) |
| | Tobas y flujos de riolita, dacita, andesita (Oligoceno) |
| | Granitos peraluminosos (~36Ma) |
| | Granitoides laramídicos (~57–51Ma) |
| | Secuencia volcano-sedimentaria laramídica (~90–70Ma) |
| | Secuencia volcánica del Jurásico Inferior – Medio |
| | Limolitas, areniscas y carbonatos del Grupo Bisbee (Cretácico Inferior) |
| | Rocas sedimentarias neoproterozoicas y paleozoicas |
| | Basamento cristalino proterozoico localmente con deformación dúctil (incluye intrusivos graníticos de 1.67 y 1.76 Ga) |
| | Falla o fractura |
| | Falla normal |
| | Falla de bajo ángulo |
| | Falla de despegue (Rodríguez-Castañeda, 1996) |
| | Falla inversa |
| | Rumbo y echado |
| | Localidad minera |

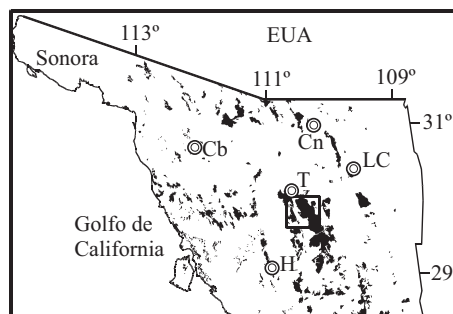
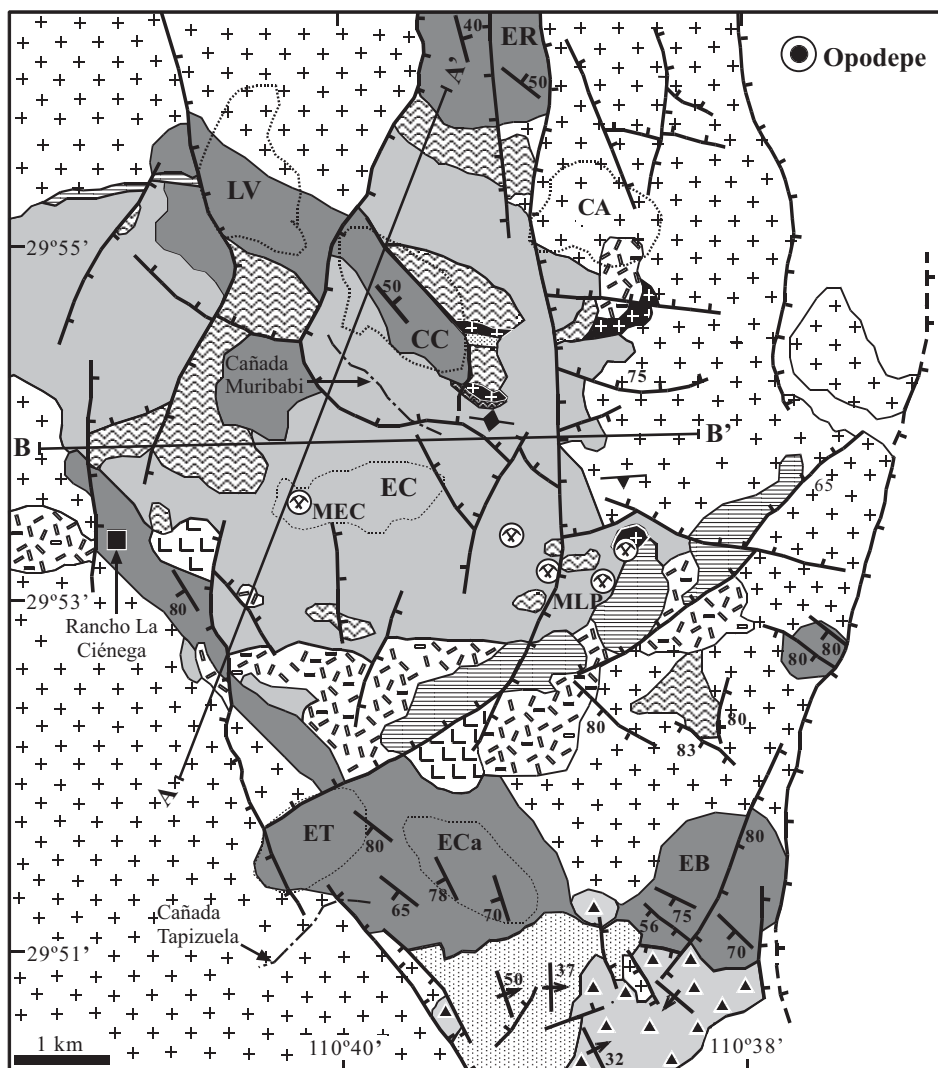


Figura 1. Mapa geológico regional mostrando los principales rasgos y localidades mencionados en el texto. Interpretación generalizada basada en: González-León y Jacques-Ayala (1988), Roldán-Quintana (1991), Rodríguez-Castañeda (1996), Calmus *et al.* (1996), Consejo de Recursos Minerales (1998) y este trabajo. El mapa de Sonora incluido en la esquina inferior derecha muestra en negro los afloramientos de rocas intrusivas del Cretácico Tardío-Terciario temprano. El recuadro indica el área de la Figura 1. H: Hermosillo, Cb: Caborca, Cn: Cananea, LC: La Caridad, T: Tupae.



Simbología

- | | | |
|---|---|--|
| Aluviones y gravas sin consolidar | Cuarzitas y conglomerados neoproterozoicos y paleozoicos | Falla o fractura |
| Tobas y flujos de riolita, dacita, andesita (Oligoceno) | Granito micrográfico (1.1 Ga?) | Falla normal |
| Diques de diorita de grano fino | Granito porfídico de feldespato (1.67 Ga) | Rumbo y echado de estratificación |
| Pórfido riolítico (51 Ma?) | Granito Crestón (1.73 Ga) | Pseudo-estratificación en rocas volcánicas |
| Granitoides laramídicos (57-51 Ma) | Secuencia metamórfica pre-Granito Crestón: gneis, esquistos, anfíbolita | Rumbo y echado de foliación |
| Secuencia volcano-sedimentaria laramídica (90-70 Ma) | | Foliación vertical |
| | | Obra minera |

Figura 2. Mapa geológico del área de la zona mineralizada de El Crestón. Las zonas con línea punteada representan la ubicación de los cerros más prominentes. CA: Cerro Atravesado; CC: Cerro Colorado; EB: Cerro El Batamote; EC: Cerro El Crestón; ECa: Cerro El Carrizal; ET: Cerro El Tecolote; LV: Cerro La Vinorama. El mapa muestra además la localización de varias obras mineras, destacando la mina El Crestón (MEC) y la mina La Planta (MLP).

relativamente más joven entre ~41 y 35 Ma (Mead *et al.*, 1988; Roldán-Quintana, 1991). Estas rocas plutónicas, interpretadas como provenientes de la fusión parcial de la corteza inferior, marcan la transición de un ambiente compresivo a uno extensivo (Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1998).

Durante el Terciario medio a superior, el noroeste de

México fue afectado por una deformación extensional a nivel cortical, acompañada localmente por la exhumación del basamento proterozoico y de las partes profundas de los intrusivos laramídicos, lo cual se puede observar a lo largo del llamado cinturón de complejos de núcleo metamórfico (Nourse *et al.*, 1994). A nivel más local, en la porción noreste de la Sierra de Aconchi, Calmus *et al.* (1996)

determinaron que la zona mineralizada de San Felipe fue desplazada desde la parte superior de la Sierra de Los Locos a lo largo de una falla normal de bajo ángulo, denominada falla El Amol (Figura 1), la cual de acuerdo con Rodríguez-Castañeda (1996) continúa hacia el oeste a través de la falla La Ramada–Agua Caliente (Figura 1). La falla El Amol no presenta evidencias de deformación dúctil, pero muestra una deformación frágil del granito peraluminoso sobre varias decenas de metros de espesor. Los fechamientos por trazas de fisión en apatitos de las rocas metamórficas del bloque de piso indican un enfriamiento rápido durante el Mioceno Medio (Lugo-Zazueta *et al.*, 2004a). Este mecanismo dejó remanentes de las rocas antiguas en forma de techos colgantes sobre los cuerpos batolíticos de El Jaralito y Aconchi (Calmus *et al.*, 1996; Rodríguez-Castañeda, 1996), en los cuales ocasionalmente se presentan depósitos de tipo skarn, particularmente de tungsteno (Mead *et al.*, 1988; Roldán-Quintana, 1991). En la parte más superficial de la corteza, la extensión regional se traduce en la formación de un sistema de fallas normales de alto ángulo asociadas a la provincia tectónica de Cuencas y Sierras (en adelante referida como *Basin and Range*), limitado por grandes estructuras alargadas de dirección N–S a NW–SE, que controlan hasta el presente la sedimentación continental y la red hidrográfica.

El área de estudio se localiza en un bloque levantado que incluye a la sierra de El Crestón y la región de Cerro de Oro (Figura 1). Dicho bloque está separado del bloque más oriental formado por la sierra de Aconchi–El Jaralito, por un graben que dio cauce al río San Miguel de Horcasitas (Figura 1). En la parte sur y oeste del área, así como en ambos márgenes de la Sierra de Aconchi–El Jaralito, el relleno del graben consiste en sedimentos clásticos consolidados del Mioceno, pertenecientes a la Formación Báucarit (King, 1939), los cuales están a su vez cubiertos por gravas y aluviones más recientes (Figura 1).

ESTRATIGRAFÍA

Proterozoico

Las rocas más antiguas de la zona de El Crestón corresponden a una secuencia metamórfica constituida por filitas, anfibolitas y gneises. Estas rocas afloran en forma de cuerpos generalmente pequeños, de pocos metros hasta algunas decenas de metros de longitud, y se reconocen especialmente en el flanco sur del cerro La Vinorama, al norte del cerro Colorado y cerca de la mina El Crestón (Figuras 2 y 3). Los gneises exhiben una textura caracterizada por bandas oscuras y claras de biotita–hornblenda y cuarzo–feldespato, respectivamente. Ocasionalmente se observan lentes de anfibolita y zonas de *augengneis*. Al microscopio se observan cristales de cuarzo, oligoclasa y biotita alargados y alineados en una textura lepidoblástica. Rocas litológicamente similares han sido reportadas al

este y al norte de Opodepe (Figura 1), como la Unidad El Aserradero (Grijalva-Haro y Figueroa-Valenzuela, 1989) y el Gneis San Isidro (Rodríguez-Castañeda, 1984).

Las rocas del basamento más ampliamente distribuidas en el área de estudio corresponden al Granito Crestón. Este intrusivo contiene fragmentos de la secuencia metamórfica, lo cual pone en evidencia un emplazamiento posterior. Este granito fue cartografiado a detalle por León y Miller (1981) debido a su relación espacial con la mineralización de molibdeno. Es una roca muy resistente a la erosión y forma relieves relativamente altos, particularmente en el área del Cerro El Crestón (Figura 4). Su composición varía entre cuarzosienita y granodiorita (Figura 5) y presenta una proporción entre 10% y 30% de minerales máficos, caracterizados por biotita, clorita y epidota, mientras que el

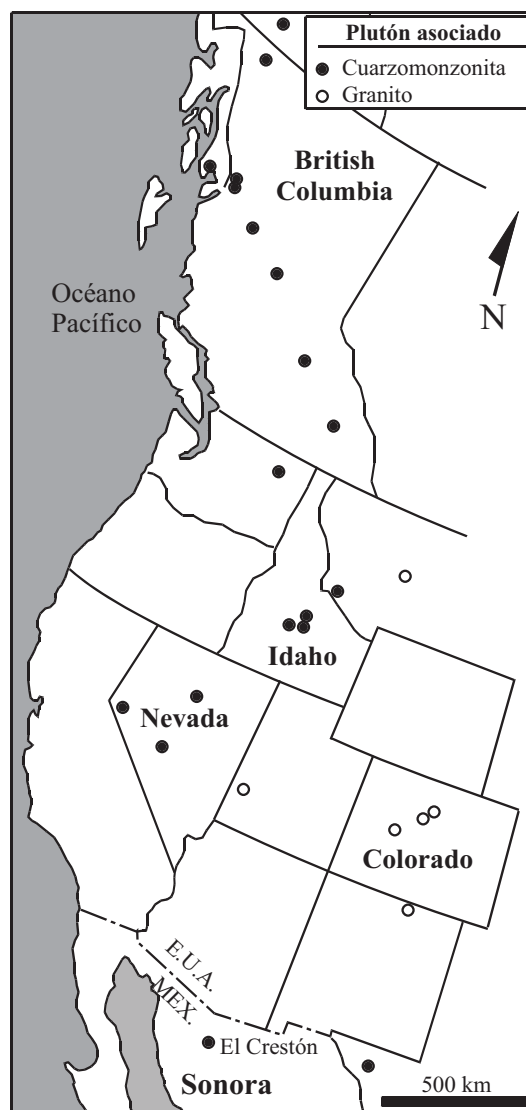


Figura 3. Mapa de localización de los principales sistemas de pórfido de molibdeno reportados a lo largo del cinturón de pórfidos cupríferos de la Cordillera Occidental de Norteamérica. Modificado de White *et al.* (1981).

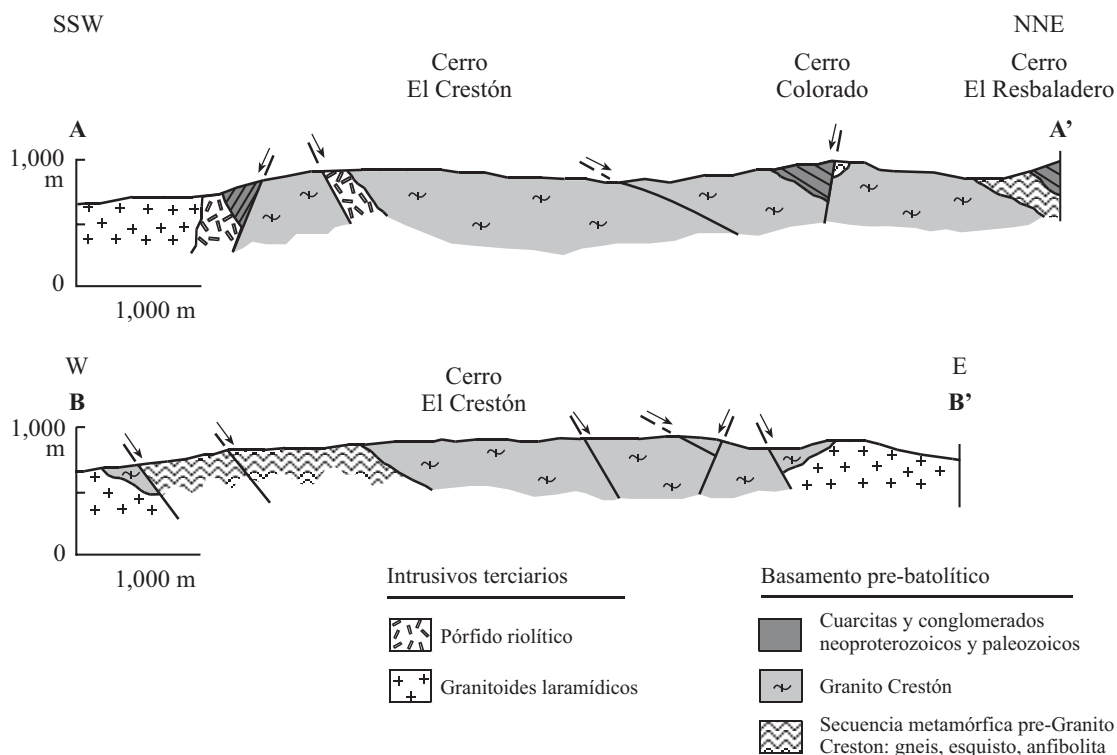


Figura 4. Perfiles geológicos A–A' y B–B' indicados en la Figura 2, viendo (A) al NNW y (B) al N.

resto son minerales claros formados por feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa. La textura es equigranular a porfídica, con fenocristales euhedrales a subhedrales de feldespato y plagioclasa de 1 a 2 cm de largo. El contenido de biotita aumenta en las composiciones granodioríticas de 2% a 4%. La biotita es en general primaria y, en ocasiones, de origen hidrotermal, la cual ocurre generalmente asociada a vetillas. El cuarzo presenta extinción ondulante y se encuentra en concentraciones entre 12% y 36%, mientras que las concentraciones de feldespato potásico y de plagioclasa varían de 15% a 76% y de 4% a 55%, respectivamente. Análisis U–Pb obtenidos con SHRIMP en zircones separados de muestras de esta roca arrojaron una edad de $1,730 \pm 9.1$ Ma (Valenzuela-Navarro *et al.*, 2003).

El basamento proterozoico del área de estudio también incluye un granito porfídico localmente milonítico, de composición cuarzofeldespática, el cual aflora principalmente en los flancos oriental y sur del Cerro El Crestón y en la cañada Muribabi (Figura 2). En muestra de mano, esta roca se caracteriza por su color gris oscuro con tonos blancos, y una textura porfídica bien desarrollada con fenocristales de feldespato potásico de hasta 5 cm de largo. La matriz es fanerítica con cristales de cuarzo, feldespato potásico y algo de plagioclasa, mientras que la biotita es el mineral máfico característico. Además de la biotita primaria, existe biotita secundaria de grano más fino relleno de fracturas intracristalinas en feldespato potásico. Análisis de U–Pb en zircones realizados en SHRIMP arrojaron una edad de $1,673 \pm 6$ Ma para este intrusivo (A. Iriondo, com. pers.). Rocas graníticas

litológicamente similares han sido reportadas en Cananea (Anderson y Silver, 1977) y la región de Tuape (Rodríguez-Castañeda, 1984), al norte del área de estudio (Figura 1), así como en la unidad El Peñascal (Grijalva-Haro y Figueroa-Valenzuela, 1989), al este del área de estudio.

En el área de estudio aflora, además, un intrusivo de pequeñas dimensiones que se caracteriza por su color de intemperismo rojizo, un alto contenido de feldespato potásico y un carácter leucocrático. Esta unidad es un intrusivo de textura micrográfica de composición granítica, que ha sido identificado al sur de la mina El Crestón y en la mina El Tecolote (Figura 2). En muestra de mano, esta roca presenta una textura equigranular de grano medio, y al microscopio muestra cristales de cuarzo, clorita, feldespato potásico, y plagioclasa, así como biotita en menor proporción. Se observan cristales de zircón como mineral accesorio, y relictos de anfíboles reemplazados por clorita, sericita y hematita. El feldespato potásico se encuentra en forma de microclina y ortoclasa, constituyendo un 45% de la roca, mientras que el cuarzo y la plagioclasa forman entre el 36% y el 18%, respectivamente (Figura 5). El granito micrográfico se encuentra intrusionando a las rocas paleoproterozoicas descritas anteriormente. Características litológicas y petrográficas similares han sido descritas para El Granito Santa Margarita, identificado en la región de Tuape por Rodríguez-Castañeda (1984). A la vez, ambos intrusivos pueden correlacionarse con el granito Aibó que aflora en el noroeste de Sonora en la región de Caborca (Figura 1), y que arrojó edades de cristalización U–Pb en zircones de

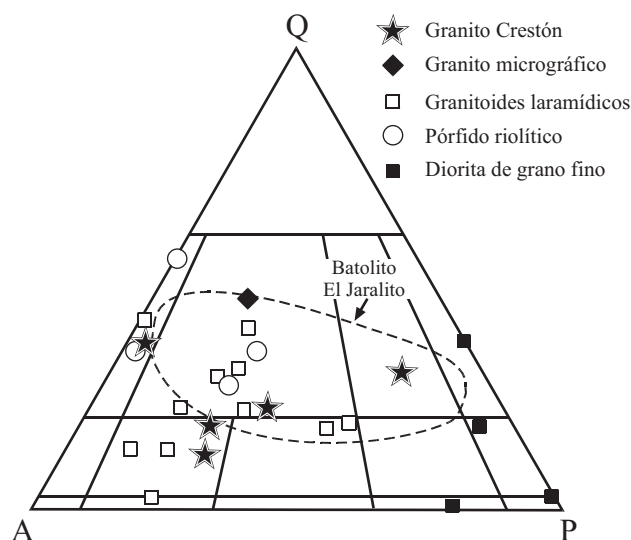


Figura 5. Diagrama de clasificación modal para las rocas ígneas en el área de estudio, de acuerdo con Streckeisen (1976). Q: cuarzo, A: feldespato alcalino, P: plagioclasa. El espectro de las rocas graníticas de El Jaralito se trazó con los datos en Roldán-Quintana (1991).

1,100±10 Ma (Anderson y Silver, 1971) y 1,126–1,112 Ma (Iriando *et al.*, 2004).

La unidad definida en este trabajo de manera informal como “unidad sedimentaria neoproterozoica” consiste en ortocuarzitas maduras de grano medio a grueso y conglomerados monomíticos. La unidad se encuentra distribuida en varias partes del área de estudio, generando relieves topográficos abruptos, tales como los cerros La Vinorama, El Resbaladero y El Carrizal (Figura 2). La ortocuarzita es de color rosa, con un color de intemperismo café claro, bien clasificada y con estratificación delgada, ocasionalmente oblicua y laminar. Al este del rancho La Ciénega (Figura 2) se pudo reconocer una leve lineación y deformación de los clastos de ortocuarzita en el conglomerado, así como el desarrollo de cataclasita en el contacto entre la ortocuarzita y el Granito Crestón. La cataclasita presenta clastos angulosos de ortocuarzita de 1 a 5 mm de diámetro, cementados por cuarzo y óxidos de hierro. Al microscopio, la ortocuarzita se caracteriza por un contenido de cuarzo superior al 90%, y una textura granoblástica fina e inequigranular. El cuarzo es microcristalino en cristales subidioblásticos a idioblásticos de más de 1 mm de largo, con extinción levemente ondulante, y presenta sericita intersticial y en microfracturas. Esta unidad sedimentaria cubre discordantemente a las rocas metamórficas e intrusivas más antiguas anteriormente descritas en la parte sur del área, cerca del Cerro El Batamote (Figura 2). A pesar de la falta de fósiles índice para ubicar estratigráficamente esta unidad, se le atribuye una edad del Neoproterozoico con base en su similitud con la Cuarzita Los Changos expuesta al norte en la región de Tuape (Rodríguez-Castañeda, 1984) y con la Formación las Víboras, reportada al sur en el área de Cerro de Oro

(González-León y Jacques-Ayala, 1988). Stewart *et al.* (2002) definieron esta unidad como parte de la Formación El Tápiro, nombrada por primera vez informalmente por Castro-Rodríguez y Morfín-Velarde (1988). A su vez, la Formación El Tápiro pertenece al Grupo Las Víboras (Stewart *et al.* 2002) que consiste en depósitos fluviales, costeros y ocasionalmente eólicos.

Rocas del ciclo laramídico

En el área de estudio aflora una secuencia volcano-sedimentaria constituida por flujos de lava de composición andesítica, intercalados con sedimentos lacustres. Los afloramientos se restringen a la parte sur del área de estudio, cerca del Cerro El Batamote (Figura 2), aunque en un plano más regional se observan en varias localidades cercanas (Figura 1). La base de esta secuencia está formada por un conglomerado sobreyacido por horizontes de flujos andesíticos, con alternancias de areniscas, calizas y calizas arenosas. El conglomerado es polimítico, con fragmentos de ortocuarzita y andesita en una matriz silicificada. Las andesitas son de color verde oscuro de textura afanítica a porfídica, con cristales tabulares de plagioclasa. Debido principalmente a la intrusión de las rocas graníticas laramídicas, las cuales desarrollan zonas de metamorfismo de contacto, el espesor de esta unidad es variable. El rumbo de las areniscas y del conglomerado varía en un rango N60° a 70°W con echados de ~60° al NE. En lámina delgada, las rocas andesíticas presentan fenocristales de plagioclasa con fuerte alteración hidrotermal y reemplazamiento a sericita, los cuales se encuentran embebidos en una matriz de microcristales de plagioclasa y escaso piroxeno. El conglomerado polimítico que forma la base de la secuencia volcano-sedimentaria se encuentra cubriendo discordantemente a la unidad sedimentaria neoproterozoica. Estas rocas no han sido fechadas en el área de estudio, sin embargo, se considera que son correlacionables con el miembro intermedio de la Formación Tarahumara en el arroyo El Obispo, al sur del área de estudio (McDowell *et al.*, 2001). En el centro de Sonora, McDowell *et al.* (2001) reportaron edades U–Pb en zircones para rocas volcánicas de esta formación en un rango de edades entre 90 y 70 Ma.

La fase plutónica asociada al magmatismo laramídico está representada por intrusivos de dimensiones batolíticas, cuya composición varía entre granodiorita y granito (Figura 5). La textura de dichas rocas es equigranular a porfídica y, en ocasiones, pegmatítica. En algunas partes, estos intrusivos están en contacto por falla con las unidades neoproterozoicas, como en el flanco sur del Cerro El Crestón, al oeste del rancho La Ciénega y en el Cerro Atravesado (Figura 2). En la parte norte y oeste del área de estudio se observan fases mesocráticas de cuarzomonzonita a sienita de cuarzo, con feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda, mostrando una textura equigranular de grano medio. Hacia el sur y al este del área se presentan fases más leucocráti-

cas, caracterizadas por un incremento en el contenido de feldespato potásico y una disminución en hornblenda y biotita. Además, se presentan algunas zonas pegmatíticas de cuarzo-feldespato, con xenolitos de rocas de composición intermedia a máfica. En algunas localidades se observan bloques rotados que exhiben contiguamente niveles texturalmente distintos del batolito, particularmente al noreste del Cerro El Resbaladero (Figura 2). Al microscopio, las rocas graníticas muestran cristales de cuarzo, plagioclasa, ortoclasa y/o microclina, hornblenda, biotita, titanita y zircón. Se observa pirita y magnetita diseminadas, asociadas a la fase hidrotermal. La plagioclasa está parcialmente alterada a sericita, mientras que la biotita está reemplazada por clorita. En rocas porfídicas, los fenocristales de ortoclasa son abundantes y comúnmente con textura peritítica. Se observan además pequeños cristales tabulares de biotita. La composición modal muestra contenidos de cuarzo entre 26% y 40%, feldespato potásico entre 32% y 64% y plagioclasa entre 11% a 19% (Figura 5). La biotita constituye de 6% a 8% de la roca, mientras que la hornblenda está ausente en variedades porfídicas y pegmatíticas y alcanza hasta un 3% en rocas de textura equigranular. En muestras colectadas sobre la cañada Muribabi (Figura 2), la roca presenta un fracturamiento intercrystalino, asociado a zonas de brecha. Las rocas graníticas laramídicas se encuentran intrusionando indistintamente a las rocas proterozoicas y a las rocas volcano-sedimentarias laramídicas, que componen, en su conjunto, la secuencia prebatolítica. León y Miller (1981) reportaron una edad K–Ar en feldespato potásico de 55 Ma para un pórfido cuarzomonzonítico expuesto cerca de la mina El Crestón, la cual se encuentra en el rango de 57–51 Ma obtenido para las rocas graníticas del batolito de El Jaralito (Damon *et al.*, 1983a).

En el área de estudio se reconoce también una serie de intrusivos riolíticos de carácter leucocrático con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en una matriz muy fina. Los principales afloramientos se localizan al sur de la mina El Crestón y sobre el rancho La Ciénega (Figura 2). Estas rocas están constituidas por cuarzo y ortoclasa, principalmente, con plagioclasa en menor proporción (Figura 5). En algunos casos los cristales de plagioclasa y feldespato potásico muestran una alteración moderada a sericita-clorita-epidota-pirita. Se observa además la presencia de zeolitas rodeando los cristales de cuarzo, probablemente debido a un proceso de devitrificación de la matriz. Esta roca no ha sido fechada en el área de estudio, sin embargo intrusivos riolíticos similares expuestos cerca de las minas de San Felipe (Roldán-Quintana, 1979) en la Sierra de Aconchi (Figura 1), indicaron una edad K–Ar en feldespato potásico de 51 Ma (Damon *et al.*, 1983a).

Rocas del Oligoceno

La roca intrusiva más joven que se identificó en el área de estudio corresponde a una diorita de grano fino de

forma tabular de 20 a 300 metros de espesor. El principal afloramiento se localiza en la parte sur del Cerro El Crestón (Figura 2), siguiendo un rumbo NE–SW y un echado subvertical. En muestra de mano, la roca es de color verde oscuro, con textura fanerítica y menormente porfídica de grano fino. Se reconoce la presencia de fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Al microscopio se observa una mineralogía dominada por plagioclasa y biotita, esta última parcialmente reemplazada por clorita y pirita. Según el análisis petrográfico modal, su composición está en el campo de las dioritas y monzodioritas (Figura 5). Este intrusivo corta el pórfido riolítico, pero no corta a las coladas y tobas riolíticas del Oligoceno. No se tiene una edad precisa para esta unidad; sin embargo, en la sierra de Los Locos se reporta una serie de diques litológicamente similares cortando al batolito de Aconchi, lo cual sugiere una edad posterior a ~36 Ma, que es la edad K–Ar reportada para este batolito (Roldán-Quintana, 1991).

La secuencia volcánica más joven en el área está formada por flujos y tobas riolíticas y escasos derrames de composición intermedia. Estas rocas afloran en la porción sur del área y en la cañada Tapizuela (Figura 2). Al microscopio las tobas muestran fragmentos de vitrófidos regulares de 2 mm, con fenocristales de plagioclasa en una matriz con esferulitas y textura fluidal. Estas rocas se presentan cubriendo discordantemente a las rocas volcano-sedimentarias y graníticas laramídicas, y a las rocas prebatolíticas. Fuera del área de estudio, hacia el sur, las rocas volcánicas terciarias están cubiertas en discordancia por los sedimentos clásticos de la Formación Báucarit (Figura 1). No se tienen edades isotópicas en el área de estudio para estas rocas, pero las relaciones de campo de una secuencia de flujos riolíticos similares que afloran en la Sierra de Aconchi (Figura 1) indican una edad dentro del Oligoceno (Calmus *et al.*, 1996).

GEOLÓGÍA ESTRUCTURAL

Deformación metamórfica

Las rocas proterozoicas de El Crestón se caracterizan por la presencia de una deformación dúctil a dúctil-frágil. Las rocas más antiguas, tales como los gneises de la unidad metamórfica, presentan deformación y metamorfismo homogéneos, con una foliación bien desarrollada, cuya orientación es generalmente W–E (la dirección media resultante es N78°W). El echado de la foliación varía de vertical a ángulos fuertes hacia el S en su mayor parte, lo que sugiere una posible vergencia de las estructuras hacia el N (Figura 6). Esta deformación se observa además en el Granito Crestón, la cual está evidenciada por la presencia de una lineación mineral. El granito porfídico proterozoico presenta un patrón estructural equivalente al patrón de las rocas metamórficas, con una dirección media resultante de N79°W y un echado generalmente vertical. En estas rocas,

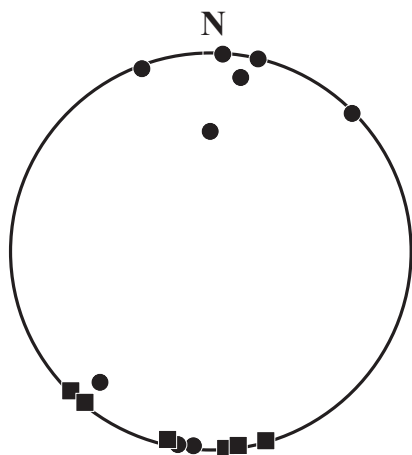


Figura 6. Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de los polos de planos de foliación en la unidad metamórfica proterozoica (círculos) y en el Granito Crestón (cuadros).

este metamorfismo está sobrepuesto por una deformación característica de un ambiente transicional dúctil-frágil, marcada por su asociación espacial con importantes zonas de falla que forman lineamientos orientados ENE-WSW y E-W.

Fallamiento

Además de una foliación metamórfica bien desarrollada, las rocas del basamento ígneo-metamórfico proterozoico presentan un sistema de lineamientos de dirección principal N60°W, con una variación para el Granito Crestón que presenta dos sistemas de mayor importancia con dirección N30°W y N10°W, respectivamente. La unidad sedimentaria neoproterozoica muestra tres familias preferenciales que son N40-60°E, N70-80°W y N20-30°W. Las dos primeras corresponden a fracturamiento, mientras que la tercera familia corresponde a la dirección general de los estratos, la cual tiene una dirección media resultante (Holcombe, 2002) de N43°W y un echado de 60° al SW. Esta dirección es comparable con el rumbo de las rocas sedimentarias neoproterozoicas que afloran en el área del Cerro del Oro, y corresponde al efecto acumulado de la deformación post-Cretácico Temprano (Castro-Rodríguez y Morfín-Velarde, 1988), muy evidente en el área del Cerro de Oro, y de los basculamientos asociados a la fase extensional del Terciario medio. Las rocas graníticas laramídicas, incluyendo al pórfido riolítico, se caracterizan por una distribución de los rumbos de fracturamiento comparable a la distribución encontrada en las rocas sedimentarias neoproterozoicas, con un grupo mayor de datos entre N10°E y N20°W, lo cual corresponde a un fracturamiento asociado a la extensión regional E-W del Terciario medio. Las rocas volcánicas del Terciario tienen una dirección media resultante de N9°W con un echado promedio de 29° al SW, compatible también

con los basculamientos de bloques asociados a la extensión del Terciario medio.

La deformación terciaria frágil afectó la geometría original del depósito El Crestón. Se midieron un total de 71 fallas, las cuales se agrupan en dos familias principales. La familia predominante tiene un rumbo N40-60°W, mayormente con echados al SW (Figura 7). Parte de las fallas de esta familia presentan una componente lateral derecha. Sin embargo, las dos estructuras que juegan el papel más importante en la geometría del depósito mineral son fallas normales pertenecientes a la familia principal, pero con un echado hacia el NE. La falla El Crestón se caracteriza por una franja de 5 a 70 m de espesor de brechamiento y cizallamiento de tipo frágil, y por una alteración más intensa en el bloque de techo que en el bloque de piso de la falla. El desplazamiento estimado del bloque de techo es del orden de 450 m (León y Miller, 1981). La orientación de esta familia de fallas, así como su geometría sugieren que éstas están asociadas a la deformación extensional *Basin and Range*, en un nivel estructural relativamente profundo caracterizado por fallas normales de bajo ángulo y una zona gruesa de cataclasita en el plano de falla. La familia más reciente corresponde a la red de fallas N-S, la cual controla la morfología de valles y sierras alargadas del área de estudio. La estructura principal que pertenece a esta familia es la falla N-S que pone en contacto el Granito Crestón con los granitoides laramídicos en la parte noreste del área.

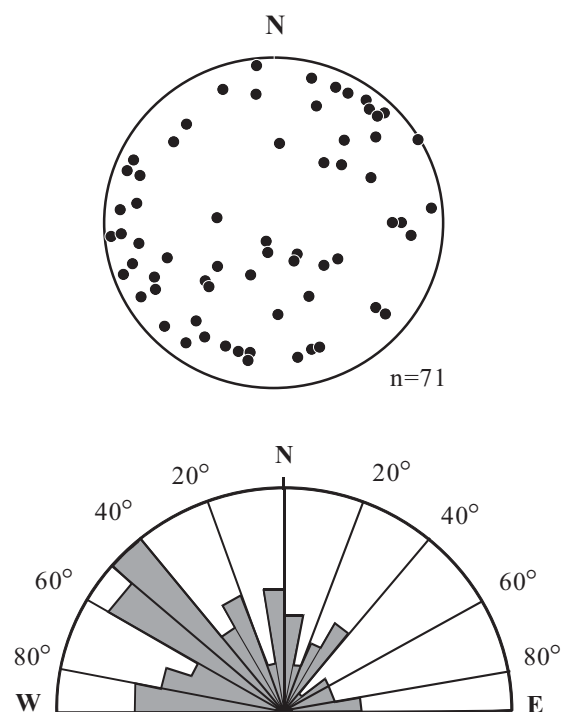


Figura 7. La parte superior muestra la proyección estereográfica en el hemisferio inferior de los polos de las fallas del Terciario en la zona de El Crestón. La parte inferior muestra una roseta indicando la distribución de orientaciones de las fallas en la que se puede apreciar un sistema preferencial N40°-60°W.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Con base en la edad y las características de la alteración y la mineralización observadas, el depósito El Crestón tiene una clara afinidad con los sistemas mineralizados asociados al cinturón de pórfidos de cobre del suroeste de Estados Unidos y el noroeste de México. En cuanto a la alteración hidrotermal, el depósito exhibe dos eventos principales; uno temprano de tipo potásico y uno más tardío dominado por silicificación (León y Miller, 1981). Sin embargo, la historia de alteración es mucho más compleja, particularmente debido a la notable intensidad y superposición de los eventos. Pero a pesar de esto se pueden distinguir los siguientes estilos de alteración:

Alteración potásica

La alteración potásica afecta a todas las rocas precámbricas presentes en El Crestón, así como a la granodiorita laramídica, pero desaparece fuera de la zona mineralizada. Esta alteración está representada por la presencia de feldespato potásico, biotita secundaria de grano fino a medio y cuarzo, y se observa en forma de vetillas finas acompañadas de pirita y magnetita, o como parches irregulares en la matriz de la roca. La alteración potásica está afectada por los eventos hidrotermales posteriores, los cuales dieron lugar a un reemplazamiento parcial de la biotita secundaria y el feldespato potásico por clorita \pm sericita, y sericita \pm cuarzo, respectivamente.

Alteración propilítica

La alteración propilítica se presenta frecuentemente sobrepuesta a la alteración potásica, aunque su distribución es mucho más amplia. Es más penetrativa en las rocas metamórficas proterozoicas de la zona de El Crestón y se manifiesta por un color verdoso debido a la presencia de clorita, epidota, calcita y pirita de grano fino.

Alteración fílica

La alteración fílica tiene una amplia distribución en la zona mineralizada y se caracteriza por la presencia de sericita + cuarzo, y pirita en menor proporción. Afecta de manera parcial o penetrativa a todo el conjunto de rocas premineralización de El Crestón, y se observa además en forma de vetillas con halos de pocos centímetros de cuarzo-sericita. De manera menos frecuente, la alteración fílica se observa también reemplazando de manera selectiva a los cristales primarios de feldespato potásico y/o biotita. En general, se reconocen dos tipos: uno compuesto por sericita y cuarzo de grano fino, y el otro caracterizado por sericita y cuarzo de grano grueso, el cual está subordinado a un

intrusivo cuarzofeldespático, considerado por León y Miller (1981) como el causante de la mineralización. Debido a las pequeñas dimensiones de sus afloramientos, estos intrusivos no se muestran en la Figura 2.

Alteración argílica

La alteración argílica se distribuye particularmente en la porción sureste de la zona mineralizada de El Crestón y consiste en zonas blanquecinas donde el feldespato potásico ha sido alterado de manera penetrativa a minerales arcillosos, caracterizados por caolinita.

Silicificación

La silicificación tiene una distribución amplia en todo el depósito y se observa en forma de vetillas de cuarzo dentro de la alteración cuarzo-sericítica, así como en las estructuras brechoides. En la zona mineralizada se pueden distinguir dos etapas de silicificación; una compuesta por cuarzo blanco cristalino asociado a la mineralización de molibdeno, y la otra más tardía caracterizada por cuarzo blanco lechoso.

Mineralización

El depósito de molibdeno de El Crestón se considera asociado a la presencia de un intrusivo porfídico de carácter cuarzomonzonítico (León y Miller, 1981), en el cual se observa mineralización diseminada y rellenando microfrazuras, lo cual sugiere que el intrusivo actuó efectivamente como el mecanismo térmico que generó la circulación de los fluidos mineralizantes. La mineralización está caracterizada por la presencia de sulfuros finos distribuidos en vetillas delgadas tipo *stockwork*. Además, se observan varias brechas mineralizadas y zonas con enriquecimiento supergénico de cobre. Estas zonas enriquecidas están ampliamente distribuidas en El Crestón, pero generalmente forman delgados horizontes de calcocita con un valor promedio de cobre relativamente bajo de ~0.15% (Pérez-Segura, 1985). La zona de vetillas en *stockwork* está mejor desarrollada en el Granito Crestón, donde se identifican vetillas de cuarzo-hematita-molibdenita con espesores de 2 a 5 mm. En muestra de mano se pueden identificar dos etapas de mineralización de molibdeno. La primera se asocia a la alteración temprana de cuarzo-feldespato potásico-molibdenita, y la segunda constituye una etapa tardía asociada a vetillas de cuarzo dentro de las estructuras brechoides. Las brechas hidrotermales se caracterizan por la presencia de fragmentos angulosos de las rocas proterozoicas en una matriz de cuarzo. La mayor parte de la mineralización de molibdeno ocurre junto con calcopirita en vetillas de 0.5 a 5 cm de espesor, en zonas

de *stockwork* dominadas por alteración potásica con piritita y magnetita.

Las brechas de origen tectónico distribuidas a lo largo de las fallas orientadas NW–SE muestran en el granito laramídico zonas con mineralización secundaria, con malaquita, crisocola y hematita. Las principales ocurrencias afloran en el flanco oriental del Cerro El Crestón, así como en el bloque de techo de una falla normal en la cañada Muribabi (Figura 2). En ambos lugares, estas estructuras están hospedadas en el granito laramídico y se caracterizan por su geometría alargada en dirección de fallas orientadas WNW–ESE. En la cañada Muribabi se aprecian bloques subangulosos de varios tamaños, incluyendo algunos con más de 1 m de diámetro y abundantes fragmentos de cuarzo lechoso con moldes de piritita oxidada.

La edad aproximada de la mineralización en El Crestón, de acuerdo con una edad K–Ar en sericita obtenida de una brecha hidrotermal, es de 53.5 ± 1.1 Ma (Damon *et al.*, 1983a), la cual es similar a la obtenida recientemente por Re–Os en molibdenitas (Lugo-Zazueta *et al.*, 2004b). Por otro lado, esta edad es ligeramente más tardía que la edad K–Ar de 55 Ma reportada para el intrusivo porfídico mineralizante (León y Miller, 1981).

En cuanto a las reservas del depósito, se estima un volumen aproximado de 100 millones de toneladas de mineral con leyes de 0.16% de molibdeno y 0.15% de cobre (Pérez-Segura, 1985), que suponen unos 160,000 kg de Mo y 150,000 kg de Cu contenido. La mineralización de molibdeno se encuentra en forma de molibdenita, mientras que la mineralización de cobre está dominada por calcopiritita y calcocita. La piritita está diseminada formando un 3% de la zona mineralizada; además se observa la presencia de esferalerita y galena, y se reportan valores menores de tungsteno, plata y oro (Consejo de Recursos Minerales, 1992).

DISCUSIÓN

La extensión terciaria tuvo una influencia preponderante en la geometría actual del depósito de El Crestón. De manera general, el depósito muestra una primera etapa de extensión que exhumó las partes profundas del sistema mineralizado, y una segunda etapa que causó la segmentación del mismo en varios bloques. En particular, el sistema de fallamiento NW–SE basculó y desplazó las unidades del basamento precámbrico, incluyendo parte de la zona mineralizada, hacia el noreste o el suroeste. La presencia de afloramientos de facies epizonales de los granitos laramídicos, principalmente en el sur del área, y de facies equigranulares más profundas en el norte, sugiere un basculamiento general hacia el noreste. La secuencia sedimentaria neoproterozoica, los flujos volcánicos laramídicos, así como las rocas riolíticas del Oligoceno, muestran una geometría controlada por fallas normales que involucra diferentes niveles de la corteza superior. La orientación preferencial NE–SW de la diorita de grano fino sugiere un emplazamiento posiblemente

asociado con una etapa inicial de fallamiento extensional del *Basin and Range*. El fallamiento más joven de orientación NNW–SSE es, en gran parte, el responsable de la morfología que prevalece en la región, y que controla en el área de estudio la orientación de la cuenca del río San Miguel de Horcasitas. En esta cuenca afloran sedimentos clásticos de la Formación Báucarit, provenientes de la erosión de los bloques levantados adyacentes (Figura 1), tal y como ocurre en numerosas cuencas sintectónicas a lo largo de la provincia *Basin and Range*.

La tasa de extensión terciaria ha sido importante en el centro de Sonora, en particular a lo largo del cinturón de complejos de núcleos metamórficos, entre ellos la Sierra de Mazatán (Vega-Granillo y Calmus, 2003), localizada a 100 km al SSE del área de estudio y el complejo formado por las sierras Guacomea, La Ventana y La Madera, en la región de Magdalena de Kino (Nourse *et al.*, 1994), localizado a 100 km al NNW del depósito de El Crestón. Sin embargo, la extensión no se manifiesta de la misma manera a lo largo de dicho cinturón. A la latitud del área de estudio, las rocas miloníticas cartografiadas al extremo norte de la Sierra de Aconchi (Rodríguez-Castañeda, 1996) no tienen la extensión y la geometría que las puedan identificar a una falla asociada a un complejo de núcleo metamórfico. La falla El Amol, que limita la parte noreste de la Sierra de Aconchi, presenta una deformación cataclástica, de carácter frío, sin ninguna deformación de tipo milonítico. Finalmente, el metamorfismo que presenta la unidad paleoproterozoica de El Crestón se atribuye, sin lugar a duda, a un metamorfismo anterior a 1,730 Ma, ya que existen bloques de dichas rocas metamórficas en forma de xenolitos dentro del Granito El Crestón.

Los pórfidos cupríferos del suroeste de Estados Unidos y del noroeste de México se localizan dentro de la provincia extensional *Basin and Range*, y registraron rotaciones y basculamientos asociados a la actividad de las fallas normales. Wodzicki (1995) estimó el basculamiento del sistema mineralizado de Cananea (Figura 1) en 15° al NE, con base en la geometría de la zona de enriquecimiento supergénico, la inclinación de las rocas volcánicas terciarias y datos geobarométricos. El depósito epitermal de la Caridad Antigua, cerca de Nacozari corresponde a la parte superior del pórfido cuprífero de La Caridad (Figura 1), desplazado a lo largo de la falla normal de bajo ángulo La Caridad (Berchenbriter, 1976). Al este del área de estudio, el pórfido riolítico de San Felipe está localizado en el bloque superior de la falla normal de bajo ángulo El Amol. Con base al echado de las rocas volcánicas y de la Formación Báucarit del Terciario, discordantes sobre el pórfido, el basculamiento es de 40° a 50° al W (Calmus *et al.*, 1996). En la porción sur del área de El Crestón, el echado de las rocas volcánicas del Cretácico Superior y del Terciario permite también proponer un basculamiento entre 30° y 50° al NE. En algunos depósitos ubicados en el suroeste de Estados Unidos, el ángulo de rotación de los pórfidos cupríferos puede alcanzar los 90° en casos extremos, y el

transporte de los depósitos segmentados puede alcanzar 30 a 50 kilómetros desde el sitio original de formación (Wilkins y Heidrick, 1995). La mineralización de molibdeno en El Crestón representa una de las zonas más profundas de un sistema hidrotermal, lo cual sugiere que las partes más someras fueron descapotadas tectónicamente a lo largo de fallas normales de bajo ángulo. Según este modelo, los depósitos de Pb–Zn de San Felipe, localizados a 30 km al este del depósito El Crestón pudieran haber formado parte de una zona mineralizada común, segmentada durante la fase de extensión terciaria. El relieve de la Sierra de Aconchi, que se encuentra entre los dos depósitos, no representaría un obstáculo morfológico, ya que su levantamiento pudo haber ocurrido durante el Mioceno Medio a Tardío, es decir después de la segmentación del depósito.

CONCLUSIÓN

El Crestón es un depósito de molibdeno hospedado en zonas de *stockwork* desarrolladas en rocas cristalinas de edad paleoproterozoica, así como en el plutón porfídico productivo, de composición cuarzomonzónica. De acuerdo con sus características de alteración, mineralización y edad (~53 Ma), El Crestón puede ser clasificado como un pórfido de molibdeno asociado con la fase metalogenética más productiva del cinturón de pórfidos cupríferos de la Cordillera Occidental de Norteamérica, 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 o de Cu–Au. Quizás existe una mayor afinidad relativa con los depósitos del distrito minero de Cumobabi, ubicado aproximadamente a la misma latitud, pero hacia el oriente del batolito de Aconchi, aunque en este caso se trata casi exclusivamente de chimeneas brechoides con molibdeno (Scherkenbach *et al.*, 1985). No obstante, sus características son en general más comunes con las de algunos depósitos de la parte norte del cinturón, en las regiones de British Columbia, Idaho, Nevada y Colorado (White *et al.*, 1981; Westra y Keith, 1981). De acuerdo con nuestras observaciones, la zona de El Crestón se localiza en la porción norte de un bloque orientado NE–SW, el cual fue levantado durante la extensión terciaria asociada regionalmente con la tectónica *Basin and Range*. 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 prebatolíticas o sinbatolíticas sobre las rocas proterozoicas en la zona mineralizada sugieren que la mayor parte del sistema fue removido durante el Cenozoico, dejando sólo 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.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución forma parte de los resultados obtenidos durante el trabajo de tesis de Maestría del autor principal, desarrollado con el apoyo del CONACYT (Beca #163258). El trabajo de campo y los estudios de laboratorio fueron financiados con fondos de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, y del proyecto de investigación PAPIIT-DGAPA (UNAM) IN106603 otorgados a Martín Valencia Moreno. Agradecemos los finos comentarios y sugerencias hechas al texto original por Ángel Nieto-Samaniego y Luca Ferrari, los cuales enriquecieron en gran medida este trabajo. También expresamos nuestro agradecimiento a Manuel Contreras por su hospitalidad en el poblado de Opodepe durante el trabajo de campo.

REFERENCIAS

- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1971, Preliminary history for Precambrian rock, Bámori region, Sonora, México: Geological Society of America, Abstracts with programs, 3, 72-73.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1977, U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: Economic Geology, 72 (5), 827-836.
- Berchenbriter, D.K., 1976, The geology of La Caridad fault, Sonora, México: Iowa City, University of Iowa, Tesis de maestría, 127 p.
- Calmus, T., Pérez-Segura E., Roldán-Quintana, J., 1996, The Pb-Zn deposits of San Felipe, Sonora, México; "Detached" mineralization in the Basin and Range Province: Geofísica Internacional, 35, 115-124.
- Castro-Rodríguez, A.A., Morfín-Velarde, S., 1988, Contribución a la geología del área Cerro de Oro: Hermosillo, México, Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, 5, 25-39.
- Consejo de Recursos Minerales, 1992, Monografía geológico-minera del Estado de Sonora: México, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Consejo de Recursos Minerales, 220 p.
- Consejo de Recursos Minerales, 1998, Carta geológico-minera Opodepe, H12-D12, escala 1:50,000: México, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1983a, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20(6), 1052-1071.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J.J., 1983b, El batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora, en Memoria de la XV Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas y Metalurgistas y Geólogos de México, Guadalajara, Jal.: México, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México. A.C., 63-95.
- González-León, C., Jacques-Ayala, C., 1988, Estratigrafía de las rocas cretácicas del área de Cerro de Oro, Sonora Central: Hermosillo, México, Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, 5, p. 1-23.
- Grijalva-Haro, A.S., Figueroa-Valenzuela, M.C., 1989, Geología de la hoja Opodepe H12D12, municipio de Opodepe, Sonora, México: Hermosillo, México, Universidad de Sonora, Tesis profesional 83 p.
- Grijalva-Noriega, F.J., Roldán-Quintana, J., 1998, An overview of the Cenozoic tectonic and magmatic evolution of Sonora, northwestern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15(2), 145-156.
- Holcombe, R., 2002, Georient, ver. 9.1, Stereographic projections and rose diagram plots (en línea): Australia, University of Queensland, Department of Earth Sciences, <<http://www.holcombe.net.au/>>

- software/index.html>, programa informático.
- Iriondo, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budanh, 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, northwestern Sonora, Mexico; Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia: Geological Society of America Bulletin, 116, 154-170.
- King, R.E., 1939, Geologic reconnaissance in the northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geological Society of America Bulletin, 50, 1625-1722.
- Le Maitre, R.W., 1989, A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- León, F., Miller, J., 1981, Opodepe Molybdenum-Copper Porphyry Deposit, *en* Ortlieb, L., Roldán-Quintana, J. (eds.), Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona: Geological Society of America, Cordilleran Section Annual Meeting, Field Guides and Papers, 223-238.
- Lugo-Zazueta, R., Calmus, T., Gleadow, A., Kohn, B., Wong, M., 2004a, La Sierra de Acónchi, Sonora: ejemplo de exhumación de un batólito Laramídico en la provincia "Basin and Range", *en* IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, Libro de Resúmenes, p. 60.
- Lugo-Zazueta, R., Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., 2004b, Alteración hidrotermal y mineralización de molibdeno de la mina El Crestón, Opodepe, Sonora, *en* IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, Libro de Resúmenes, p. 190.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113(4), 221-31.
- Mead R.D., Kesler, S.E., Foland K.A., Jones, L.M., 1988, Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of Mexico: Economic Geology, 83(8), 1943-1965.
- Nourse, J.A., Anderson, T.A., Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: Tectonics 13(5), 161-1182.
- Pérez-Segura, E., 1985, Carta Metalogenética de Sonora 1: 250,000 –una interpretación de la metalogenia de Sonora: Hermosillo, Son., México, Gobierno del Estado de Sonora, Dirección de Minería, Geología y Energéticos, Publicación 7, 64 p, 13 mapas.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1973, Sand and Sandstone: New Cork, Springer Verlag, 553 p.
- Philpotts, A.R., 1989, Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks: Englewood Cliffs, NJ, Prentice Hall, 178 p.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1984, Geology of the Tuape region, north-central Sonora, Mexico: Pittsburgh, PA, Universidad de Pittsburgh, Tesis de maestría, 157 p.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1996, Late Jurassic and Tertiary brittle-ductile deformation in the Opodepe region, Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13(1), 1-9.
- Roldán-Quintana, J., 1979, Geología y yacimientos minerales del distrito de San Felipe, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 3(2), 97-115.
- Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of El Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, *en* Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (eds.), Studies of Sonoran Geology: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper 254, 19-36.
- Scherkenbach, D.A., Sawkins, F.J., Seyfried, W.E., 1985, Geologic, fluid inclusion, and geochemical studies of the mineralized breccias at Cumobabi, Sonora, Mexico: Economic Geology, 80(6), 1566-1592.
- Stewart, J.H., Amaya-Martínez, R., Palmer, A.R., 2002, Neoproterozoic and Cambrian strata of Sonora, Mexico, *en* Barth, A., (ed.), Rodinian supercontinent to Laurentian Cordilleran margin; Contribution to crustal evolution of the southwestern United States: Boulder, CO, Geological Society of the America, Special Paper 365, 5-48.
- Streckeisen, A.L., 1976, To each plutonic rock its proper name: Earth Sciences Review, 12(1), 1-33.
- Valenzuela-Navarro, L.C., Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., Premo, W., 2003, The El Crestón Granite: a new confirmed Paleoproterozoic locality in the Opodepe area, North-Central Sonora, Mexico, *en* Geological Society of America, Cordilleran Section, 99th annual Meeting, Puerto Vallarta, Jal., Mexico: Geological Society of America, Abstracts with programs, p. 83.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico): Structures along the detachment fault and its exhumation evolution: Journal of South American Earth Sciences, 16(4), 193-204.
- Westra, G., Keith, S.B., 1981, Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits: Economic Geology, 76(4), 844-873.
- White, W.H., Bookstrom, A.A., Kamilli, R.J., Ganster, M.W., Smith, R.P., Ranta, D.E., Steininger, R.C., 1981, Character and origin of Climax-type molybdenum deposits: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, 270-316.
- Wilkins, J., Heidrick, T., 1995, Post-Laramide extension and rotation of porphyry copper deposits, southwestern United States, *en* Pierce, F.W., Bolm, J.G. (eds.), Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Digest, 20, 109-127.
- Wodzicki, W., 1995, The evolution of Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea District, Sonora Mexico: Tucson, AZ, University of Arizona, Tesis doctoral, 183 p.

Manuscrito recibido: Abril 19, 2004

Manuscrito corregido recibido: Abril 20, 2005

Manuscrito aceptado: Mayo 13, 2005