

TERMOBAROMETRÍA Y TERMOCRONOLOGÍA: APLICACIONES AL ESTUDIO DE LOS PÓRFIDOS DE COBRE DE LA CARIDAD Y SUAQUI VERDE

Thermobarometry and thermochronology: applications to the study of the la caridad and suaqui verde porphyry copper deposits

EPISTEMUS

ISSN: 2007-8196 (electrónico)

Mélanie Noury ¹
Thierry Calmus ²

Recibido: 22 / 10 / 2021

Aceptado: 25 / 03 / 2022

Publicado: 08 / 04 / 2022

DOI: <https://doi.org/10.36790/epistemus.v15i31.206>

Autor de Correspondencia:

Mélanie Noury

Correo: mnoury@geologia.unam.mx

Resumen

Clásicamente, se considera que los depósitos de tipo pórfidos de cobre se forman entre 2 y 4 km de profundidad. Sin embargo, en la provincia Basin and Range, algunos pórfidos de cobre como los de La Caridad y Suaqui Verde permanecieron preservados en el bloque de piso de fallas normales. Este trabajo propone un estudio comparativo de estos dos depósitos, combinando análisis de termobarometría y de termocronología para cuantificar la profundidad de emplazamiento y la historia de enfriamiento de los plutones, respectivamente. Los resultados sugieren que la profundidad de emplazamiento de los sistemas de pórfidos de cobre podría ser superior a 4 km. Además, muestran que el este de Sonora no registró un aumento significativo de la tasa de exhumación durante la extensión Basin and Range, lo que puede explicar la buena preservación de los depósitos del Cretácico-Eoceno en esta región.

Palabras clave: U-Pb en apatitos, termobarometría Al-en-hornblenda, trazas de fisión, exhumación.

Abstract

Classically, porphyry-type copper deposits are considered to form between 2 and 4 km depth. However, in the Basin and Range province, some of them, as the La Caridad and Suaqui Verde deposits, have been preserved in the footwall of normal faults. This study addresses this paradox by taking the aforementioned deposits as an example by combining thermobarometry and thermochronology analyses to quantify the emplacement depth and cooling history of the plutons, respectively. The results suggest that the emplacement depth of the porphyry copper systems could be greater than 4 km. In addition, they show that eastern Sonora did not experience a clear increase in exhumation rate during the Basin and Range extension, which may explain the good preservation of the Cretaceous-Eocene deposits in this region.

Keywords: apatite U-Pb, Al-in-hornblende thermobarometry, fission-track, exhumation.

¹ Doctora, Estación Regional del Noroeste y Laboratorio Nacional de Geoquímica y mineralogía (LANGEM), Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo, Sonora, Mexico, mnoury@geologia.unam.mx, <https://orcid.org/0000-0002-8716-1370>

² Doctor, Estación Regional del Noroeste y Laboratorio Nacional de Geoquímica y mineralogía (LANGEM), Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Hermosillo, Sonora, Mexico, arnithy@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-4278-9487>

INTRODUCCIÓN

Los yacimientos minerales de tipo pórfido de cobre contribuyen con más del 60% de la producción anual de cobre [1]. Los depósitos de pórfidos de cobre gigantes o de clase mundial están asociados a arcos magmáticos continentales. Según el modelo genético más aceptado [2], los cuerpos mineralizados están asociados a la intrusión de magmas calco-alcalinos que se emplazan dentro de la corteza superior entre 10 y 5 km de profundidad. Durante su cristalización, los magmas diferenciados enriquecidos en fluidos magmáticos se concentran al ápex del plutón, provocando la fracturación hidráulica de las rocas encajonantes, lo cual facilita la formación de depósitos minerales. Estos depósitos están asociados a intrusiones de textura porfídica emplazadas típicamente entre 2 y 4 km de profundidad y que muestran una importante alteración hidrotermal [2].

En el sur de Arizona y el norte de Sonora se encuentra una provincia o *cluster* de pórfidos de cobre (Fig. 1). El *cluster* se compone de cuerpos porfídicos que se emplazaron durante la formación del Arco Magmático Mexicano del Cretácico-Eoceno (AMMCE) [3] (anteriormente referido como arco Laramide) en una corteza engrosada durante la compresión previa y contemporánea del desarrollo del arco. Posteriormente, durante el Oligoceno-Mioceno, particularmente entre 25 y 12 Ma, el noroeste de México fue afectado por la fase extensional intra-continental *Basin and Range*, la cual se caracteriza por un cinturón de complejos de núcleos metamórficos que corresponde a una franja con una tasa de extensión alta que permitió la exhumación de rocas de la corteza media (Fig. 1).

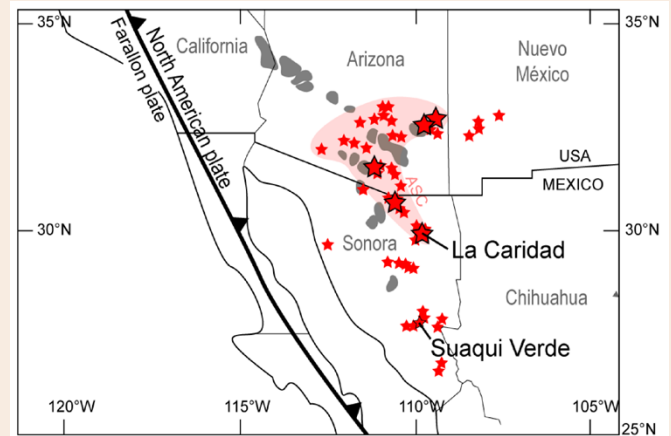


Figura 1. Mapa esquemático del suroeste de Estados Unidos de América y del noroeste de México mostrando la posición aproximativa respecto a la costa actual de la fosa de subducción entre ~120 y ~40 Ma (línea negra gruesa; los triángulos muestran la placa superior). Los yacimientos de tipo pórfido de cobre (estrellas rojas, las grandes correspondiendo a yacimientos gigantes y súper gigantes) del *cluster* de Arizona-Sonora (ASC, área roja). Los complejos de núcleos metamórficos formados durante la extensión *Basin and Range* están representados en gris oscuro. Modificado de Noury y Calmus [4].

A pesar del largo período de extensión que condujo a la formación de la provincia *Basin and Range*, algunos de los cuerpos mineralizados poco profundos fueron





preservados de la erosión en el este de Sonora, incluso cuando están en el bloque de piso de fallas normales. Con el fin de entender cómo se preservaron estos depósitos en dos distritos de pórfido de cobre ubicados al este del cinturón de complejos de núcleos metamórficos, realizamos un estudio termocronológico (trazas de fisión en apatito) y termobarométrico (Al-en-hornblenda). En efecto, la termobarometría y la geo-termocronología por U-Pb y trazas de fisión en apatito permiten determinar respectivamente la profundidad de emplazamiento de un cuerpo intrusivo y su historia de enfriamiento. Estos métodos permiten caracterizar la historia de exhumación de depósitos en contexto extensional y desarrollar estrategias para la búsqueda de otros depósitos.

En este estudio [4] se investigan los sistemas de La Caridad (1,800 Mt con 0.452% de Cu) y Suaqui Verde (87.2 Mt con 0.43% de Cu). La Caridad es el depósito de pórfido de cobre gigante más meridional del *cluster* de Arizona-Sonora (Fig. 1). El pórfido de cobre Suaqui Verde se encuentra ~200 km al sur de La Caridad, donde los depósitos son más pequeños que los pórfidos del *cluster* de Arizona-Sonora (Fig. 1). Ambos depósitos se encuentran en el bloque de piso de fallas normales relacionadas a la extensión *Basin and Range* [5], [6].

MARCO GEOLÓGICO

Los pórfidos de cobre de La Caridad y de Suaqui Verde se ubican en dos contextos geológicos pre-mesozoicos distintos. En el norte de Sonora, en donde se ubica el pórfido de La Caridad, el basamento forma parte de la provincia paleoproterozoica Mazatzal, representada principalmente por el esquisto Pinal (1.68 Ga) intrusionado por el granito Cananea de edad 1.48–1.41 Ga [7], [8]. Localmente, este basamento está cubierto en discordancia por una secuencia de plataforma somera del Paleozoico, por unidades volcánicas y volcano-sedimentarias del Jurásico, rocas sedimentarias que se depositaron en la cuenca epicontinental Bisbee durante el Cretácico Temprano.

En el centro de Sonora, en donde se ubica el pórfido de Suaqui Verde, no se conocen rocas del Proterozoico

en superficie (Fig. 2). Sin embargo, datos isotópicos de rocas intrusivas del Cretácico-Paleoceno sugieren un componente proveniente de un basamento cristalino proterozoico presente en la corteza media o inferior [9]. Las rocas más antiguas presentes en el centro de Sonora son rocas sedimentarias del Paleozoico, depositadas en una cuenca que pertenecía al océano Réico localizado entre los supercontinentes Gondwana y Laurentia. Estas rocas sedimentarias fueron deformadas durante el cierre del océano y la colisión entre Gondwana y Laurentia que originó la Pangea a finales del Paleozoico. Las unidades paleozoicas están cubiertas por rocas sedimentarias continentales a marinas triásicas del Grupo Barranca.

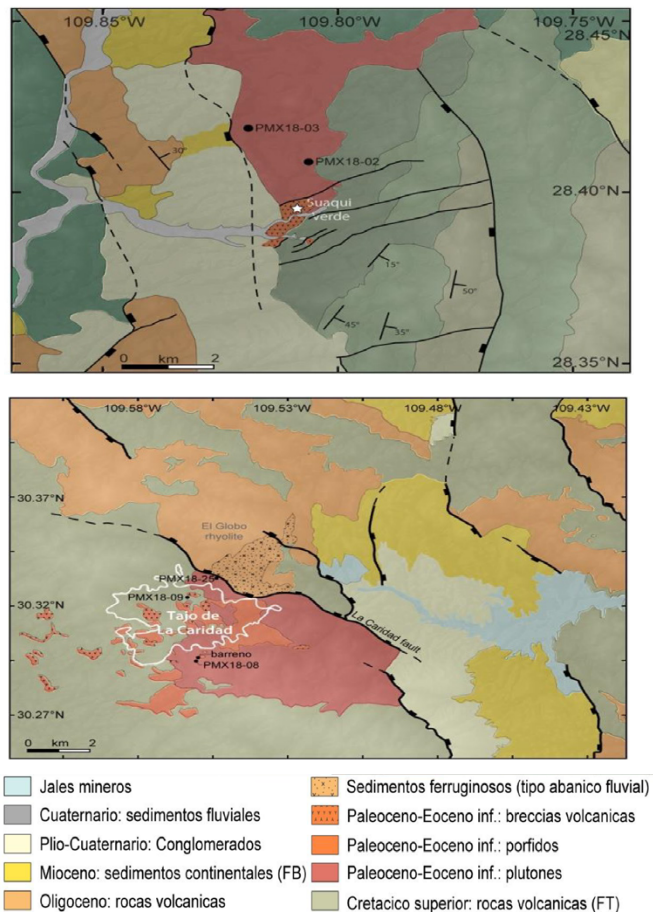


Figura 2. Esquemas estructurales de los distritos de La Caridad (izquierda) y Suaqui Verde (derecha). Las diferentes unidades geológicas fueron separadas respecto a la cronología de los diferentes eventos geodinámicos. FB: Formación Báucarit; FT: Formación Tarahumara. Modificado de Noury y Calmus [4].

A partir del Cretácico Tardío (~90 Ma) y hasta el Eoceno (~45 Ma), la subducción de la placa Farallon generó el AMMCE que consiste en grandes cuerpos plutónicos (a menudo referidos como “Batolito Laramide”) y a importantes espesores de rocas volcánicas (Formaciones



Tarahumara entre otras) [3]. Los depósitos de tipo pórfido de cobre de Sonora se formaron durante este evento tectono-magmático (Fig. 2).

En La Caridad, las rocas de la Formación Tarahumara (Fig. 2) tiene edades U-Pb en circón entre 73.6 ± 1.0 y 57.1 ± 0.4 Ma [10], [11], y están intrusionadas por un plutón que se emplazó entre 58.3 ± 2 y 53.3 ± 1.6 Ma [11], [12]. Este plutón es considerado como el cuerpo precursor de los pórfidos mineralizados de edad U-Pb en circón (edad de cristalización) entre 55 ± 1.7 y 52.6 ± 1.6 Ma [5], [12]. La mineralización fue datada por Re-Os en molibdenitas en 53.8 ± 0.2 y 53.6 ± 0.2 Ma [13]. Por otra parte, las dataciones K/Ar en biotita de diferentes intrusiones mineralizadas porfíricas y pegmatíticas arrojaron edades comprendidas entre 55.2 ± 1.6 y 52.5 ± 1.3 Ma [14], [15].

En Suaqui Verde, las rocas de la formación Tarahumara (Fig. 2) han sido fechadas entre 89 ± 0.8 Ma y 70.2 ± 0.6 Ma (análisis U-Pb en circón) [16], [17]. Estas rocas volcánicas fueron intrusionadas por una granodiorita datada por K/Ar en hornblenda entre 62 ± 3 y 58.8 ± 1.3 Ma [14], [18]. Esta granodiorita se considera como el cuerpo plutónico precursor del que se diferenció el magma porfídico en el origen de la mineralización de cobre-molibdeno. Una veta de cuarzo-molibdenita en la zona de alteración fílica fue datada por Re-Os en 57.0 ± 0.3 Ma [13].

La actividad magmática en Sonora disminuyó alrededor de ~ 45 hasta ~ 38 Ma cuando inició el volcanismo ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental [19] a [21]. Cabe resaltar que en La Caridad y Suaqui Verde, rocas volcánicas contemporáneas de la Sierra Madre Occidental cubren en discordancia las rocas del AMMCE (Fig. 2). En Sonora, se considera que la extensión *Basin and Range* empezó en ~ 27 Ma [22], [23]. El basculamiento de los bloques a lo largo de las fallas normales generó cuencas que fueron rellenadas por los depósitos continentales de la Formación Báucarit (Fig. 2). En el centro de Sonora, la extensión cesó a ~ 12 Ma.

En La Caridad, la extensión *Basin and Range* se caracteriza por fallas normales de dirección NW-SE y N-S (Fig. 2). En particular, se interpreta que la falla normal La Caridad de bajo ángulo y con buzamiento al NE, controla la exhumación de las rocas intrusivas asociadas al AMMCE (Fig. 2) [10]. Las rocas del Oligoceno solo afloran en el bloque de techo de la falla La Caridad y consisten en un abanico fluvial ferruginoso cubierto por la Riolita El Globo, la cual ha sido datada por K/Ar en biotita en 24.0 ± 0.4 Ma (Fig. 2) [24].

En Suaqui Verde, las rocas volcánicas del Oligoceno fueron datadas por Ar/Ar en 26.3 ± 0.2 y 25.8 ± 0.1 Ma [25], y cubren la Formación Tarahumara en discordancia (Fig. 2) [16]. Como en La Caridad, estas rocas volcánicas del Oligoceno sólo se conocen en los bloques de techo de las fallas normales de dirección N-S donde aparecen basculadas hacia el este y cubiertas por la Formación Báucarit.

TÉCNICAS ANALÍTICAS

Termobarometría Al-en-anfíboles

El contenido total de aluminio (Al_{tot}) en anfíboles es correlacionado con la presión y la temperatura del magma al momento de la cristalización del mineral [26]. Existen varios modelos de calibración del termobarómetro Al-en-anfíboles que se han utilizado para estimar las profundidades de emplazamiento y la temperatura de cristalización de los anfíboles cálcicos de las rocas ígneas. En este estudio, aplicamos el método propuesto por Mutch et al. [27] el cual es válido para rocas graníticas de baja presión que cristalizaron cerca del solidus haplogranítico ($750 \pm 50^\circ C$) y cuando está presente la asociación mineral apropiada.

Se realizó una descripción petrológica para asegurar que las rocas analizadas contienen la asociación mineral anfíbol + plagioclasa + biotita + cuarzo + feldespato alcalino + magnetita + apatito + óxido de Ti como lo recomiendan Mutch et al. [27]. A continuación, se





identificaron los pares de plagioclasa-anfíbol frescos y en aparente equilibrio textural con el resto de la asociación mineral. En primer lugar, se analizaron las plagioclasas de interés para determinar la temperatura de cristalización del conjunto mineral [28] ya que el barómetro propuesto por Mutch et al. [27] está calibrado para temperaturas cercanas al sólido del haplogranito ($725 \pm 75 \text{ }^\circ\text{C}$). En segundo lugar, se midieron solamente las concentraciones en elementos mayores de los anfíboles cristalizados en contacto con las plagioclasas que cristalizaron a temperaturas compatibles con el sólido del haplogranito. Para este estudio, se usó una microsonda electrónica JEOL JXA-8900R equipada con dos espectrómetros de rayos X de longitud de onda dispersiva (WDS) en el Laboratorio Universitario de Petrología de la UNAM.

Principios de termocronología

La termocronología es la ciencia de fechar materiales geológicos usando sistemas radio-isotópicos compuestos de: (i) un isótopo padre radiactivo, (ii) un isótopo hijo radiogénico (o un rasgo cristalográfico formado durante la desintegración radiactiva) y (iii) un mineral en el cual se encuentran. Los isótopos hijos no son incorporados en la estructura cristalina del mineral y, por lo tanto, tienen libertad de movimiento y pueden escarpase del mineral por difusión [29]. La difusión es un proceso controlado principalmente por la temperatura. A altas temperaturas, el isótopo se escapa de la red cristalina por difusión, y se dice que el sistema termocronológico

es abierto. A bajas temperaturas, el sistema se cierra lo que significa que el isótopo radiogénico se queda en el mineral. Cada sistema termocronológico se caracteriza por su temperatura de cierre. Midiendo las concentraciones de los isótopos padres e hijos en el mineral, se puede fechar el tiempo transcurrido en el cual el sistema quedó debajo de la temperatura de cierre. Las edades obtenidas son entonces interpretadas como representativas de la edad de enfriamiento de las rocas. Este concepto es muy útil porque se puede relacionar directamente una edad a una temperatura, es decir a una profundidad asumiendo un gradiente geotérmico. Por ende, se pueden calcular velocidades de migración de las rocas hacia la superficie terrestre (procesos de exhumación: erosión o tectónica). La termocronología permite entonces reconstruir la historia térmica de las rocas e investigar los procesos que influyen la estructura térmica de la corteza superior (tectónica, magmatismo, hidrotermalismo, erosión y sepultamiento).

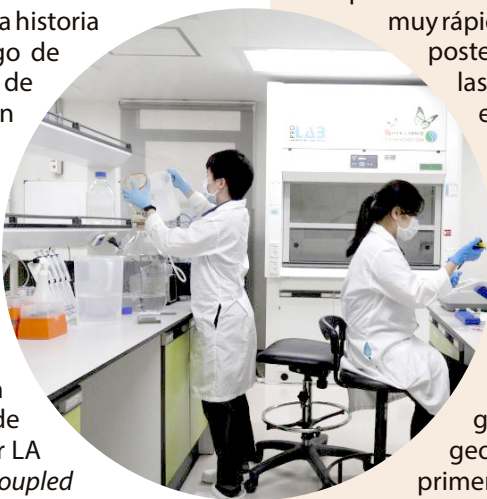


Doble fechamiento de apatitos por U-Pb y trazas de fisión

El apatito es un mineral accesorio de las rocas ígneas calco-alcalinas muy utilizado en estudios termocronológicos. Por un lado, la técnica U-Pb en apatito se basa en la desintegración radiactiva de ^{235}U y ^{238}U respectivamente a ^{207}Pb y ^{206}Pb [30]. La temperatura

de cierre del termocronómetro U-Pb en apatito depende principalmente de la velocidad de enfriamiento y del tamaño del cristal analizado. Se suele considerar que esa temperatura de cierre oscila entre 450 y 550°C [31]. Por otro lado, la técnica de datación por trazas de fisión se basa en el decaimiento por fisión espontánea del ^{238}U que deja defectos lineales en la red cristalina del apatito, las trazas de fisión, las cuales se borran totalmente a temperaturas superiores a $\sim 120^\circ\text{C}$ [32]. Una de las grandes ventajas de este método es que las trazas se acortan progresivamente entre ~ 120 y $\sim 60^\circ\text{C}$ con una cinética bien conocida [33], [34], lo cual permite reconstruir la historia térmica de la muestra en este rango de temperaturas mediante la medición de las longitudes de las trazas de fisión [35].

En la última década, se desarrolló un método permitiendo la doble datación por U-Pb y de trazas de fisión en el mismo cristal de apatito [36], [37]. En práctica, después de haber determinado la densidad de trazas de fisión en los apatitos de interés, se determinan sus composiciones isotópicas de uranio, plomo y otros elementos por LA ICP-MS (*laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry*). Esta técnica permite analizar un mismo apatito con un único punto de ablación para obtener dos edades de enfriamiento: uno a temperaturas de 450-550°C y el otro a 60-120°C [37].



DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Este trabajo [4] corresponde a los primeros estudios de termocronología y termobarometría para las rocas intrusivas de los sistemas de pórfidos de cobre de La Caridad y Suaqui Verde. En ambos sistemas, los pórfidos mineralizados y la granodiorita “precursora” se emplazaron

contemporáneamente. En Suaqui Verde, determinamos una profundidad de emplazamiento comprendida entre 3.9 y 5.6 km, lo que implica que la mineralización de Cu-Mo puede ocurrir a mayor profundidad que la propuesta clásicamente para los sistemas de pórfidos de cobre (2 a 4 km; [2], [38]) y podría explicar las pequeñas leyes hipogénicas de Cu en este yacimiento [16].

Las historias térmicas de los depósitos de Suaqui Verde y La Caridad fueron reconstruidas (Fig. 3) [4]. Los resultados demuestran que estas intrusiones poco profundas (<6 km de profundidad) experimentaron un enfriamiento inicial muy rápido que corresponde a la relajación térmica posterior a la intrusión y al calentamiento de las rocas que la albergan. Posteriormente, el enfriamiento y la exhumación hacia la superficie fueron lentos, con tasas inferiores a $3^\circ\text{C}/\text{Myr}$ y $0.2 \text{ km}/\text{Myr}$, respectivamente.

Cabe resaltar que la modelización inversa de los datos termocronológicos a lo largo de un núcleo de perforación de $\sim 700 \text{ m}$ de profundidad en La Caridad (Fig. 3) sugiere que la evolución a lo largo del tiempo del gradiente geotérmico es coherente con la geodinámica regional. En efecto, se observa primero una disminución inicial del gradiente geotérmico de ~ 70 a $\sim 25^\circ\text{C}/\text{km}$ entre 50 y 32 Ma, lo cual refleja la re-equilibración térmica de la corteza superior después del fin del pulso magmático-hidrotermal dado a la migración del AMMCE hacia el este (Fig. 3). Sigue un periodo (entre 32 y 25 Ma) durante el cual el gradiente geotérmico es constante y característico de una corteza continental normal ($\sim 24 \pm 4^\circ\text{C}/\text{km}$; Fig. 3). Desde entonces (periodo 25-0 Ma), los modelos térmicos sugieren que el gradiente geotérmico incrementó paulatinamente hasta $40 \pm 9^\circ\text{C}/\text{km}$ (Fig. 3). Esta evolución es coherente con la extensión regional *Basin and Range* que inició en 25 Ma en Sonora septentrional [23], [39]–[41], originando un adelgazamiento y calentamiento cortical.



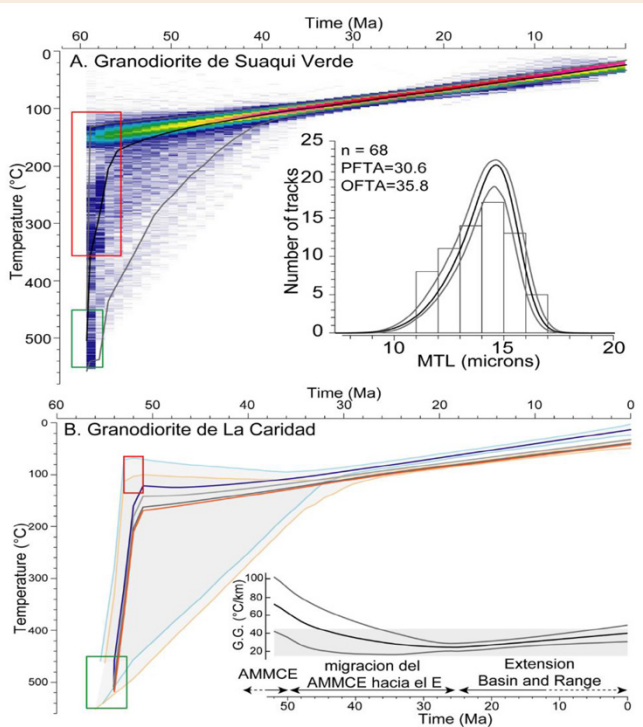


Figura 3. Historias térmicas obtenidas con el software QTQt [42] para las granodioritas de los distritos estudiados. A. Suaqui Verde: los colores corresponden a la densidad de probabilidad de la historia térmica (azul poco probable, rojo muy probable). El modelo esperado está representado por una línea negra y su intervalo de confianza al 95% por las líneas grises. Las restricciones impuestas al modelo se definieron gracias a los datos U-Pb en apatito y de termobarometría y se representan con cuadros verdes y rojo, respectivamente. Se indica también el histograma de las longitudes de trazas de fisión con la distribución predicha por el modelo esperado (línea negra) y el intervalo de credibilidad del 95% de los valores predichos (línea gris). Se indican el número n de longitudes de traza medidas, así como la edad de traza de fisión observada (OFTA) y la edad predicha por el modelo esperado (PFTA). B. La Caridad: se presentan los resultados de la inversión para cuatro muestras colectadas a lo largo de un núcleo de perforación de 700 m de profundidad. Los modelos esperados de las historias térmicas de las muestras superiores, intermedias e inferiores se representan con líneas azules, grises y naranjas, respectivamente. El cuadro verde corresponde a las edades U-Pb en apatito obtenidas y que se utilizaron como restricciones externas impuestas al modelo. El cuadro rojo es otra restricción externa que se colocó para favorecer las trayectorias que muestran un enfriamiento post-emplazamiento rápido. Se reporta también la evolución del gradiente geotérmico entre las muestras superior e inferior para el modelo esperado (negro) y su desviación estándar de ± 1 sigma. El área gris corresponde a un gradiente geotérmico de 30 ± 15 °C/km. Se reportan por comparación los eventos geodinámicos de escala regional contemporáneos.

Considerando que las tasas de exhumación tectónica son de uno a dos órdenes de magnitud mayores a las tasas de exhumación erosiva, un período de exhumación tectónica debería ser registrado por un rápido enfriamiento contemporáneo. Sin embargo, en las zonas de Suaqui Verde y La Caridad, no se registra una clara aceleración de la tasa de exhumación, ni siquiera durante el período de ~ 25 -12 Ma correspondiente a la extensión a escala continental *Basin and Range*. Interpretamos estos resultados como el reflejo de mecanismos extensionales distintos entre el centro y el este de Sonora. En el centro de Sonora, la extensión se localizó principalmente a lo largo de fallas de despegue (fallas de bajo ángulo) que condujeron a la formación de complejos de núcleos metamórficos. Al contrario, en el este de Sonora la tasa de extensión fue menor, distribuida en numerosas fallas normales de pequeño desplazamiento, que permitieron preservar la parte superior de la corteza del arco magmático mesozoico y sus numerosos sistemas de pórfidos de cobre asociados.

En este contexto, la termobarometría asociada a los estudios de termocronología aparecen como herramientas prometedoras para la futura exploración de los depósitos de pórfidos de cobre y minerales relacionados, ya que permite apuntar a zonas donde la exhumación total se mantuvo moderada y excluir zonas donde los depósitos de pórfidos de cobre fueron erosionados.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el convenio de cooperación "PERUMEX" entre la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y Grupo México. Agradecemos al Laboratorio Nacional de Geoquímica y





Mineralogía - LANGEM, UNAM, México por apoyar este trabajo. También damos las gracias a Aimé Orcí Romero y Elizard González Becuar de la Estación Regional del Noroeste, quienes estuvieron a cargo de la preparación de las muestras. Gracias a Carlos Linares López del Instituto de Geofísica, UNAM por su ayuda en los análisis de microsonda. Finalmente, agradecemos a Víctor Almada Gutiérrez y al Dr. G. Jepsen y el equipo del Laserchron de la Universidad de Arizona por su valiosa ayuda durante el proceso de datación por trazas de fisión. M. N. agradece a la DGAPA, UNAM, por una beca posdoctoral.

BIBLIOGRAFÍA

- [1] John, D. A., Ayuso, R. A., Barton, M. D., Blakely, R. J., Bodnar, R. J., Dilles, J. H., Gray, F., Graybeal, F. T., Mars, J. C., McPhee, D. K., Seal, R. R., and Taylor, R. D., "Porphyry copper deposit model, chap. B of mineral deposit models for resource assessment," in *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070-B*, 2010, p. 169.
- [2] Sillitoe, R. H., "Porphyry copper systems," *Econ. Geol.*, vol. 105, no. 1, pp. 3–41, Jan. 2010, doi: 10.2113/GSECONGEO.105.1.3.
- [3] Valencia-Moreno, M., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., Calmus, T., Noury, M., and Mendivil-Quijada, H., "The Cretaceous-Eocene Mexican Magmatic Arc: Conceptual framework from geochemical and geochronological data of plutonic rocks," *Earth-Science Rev.*, vol. 220, p. 103721, Sep. 2021, doi: 10.1016/J.EARSCIREV.2021.103721.
- [4] Noury, M. and Calmus, T., "Exhumation history of the La Caridad and Suaqui Verde porphyry copper deposits in the eastern Basin and Range province of Sonora: Insights from thermobarometry and apatite thermochronology," *J. South Am. Earth Sci.*, vol. 105, Jan. 2021, doi: 10.1016/J.JSAMES.2020.102893.
- [5] Valencia, V. A., Eastoe, C., Ruiz, J., Ochoa-Landín, L., Gehrels, G., González-Leon, C., Barra, F., and Espinoza, E., "Hydrothermal evolution of the porphyry copper deposit at La Caridad, Sonora, Mexico, and the relationship with a neighboring high-sulfidation epithermal deposit," *Econ. Geol.*, vol. 103, no. 3, pp. 473–491, May 2008, doi: 10.2113/GSECONGEO.103.3.473.
- [6] Gans, P. B., "Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico," *Tectonics*, vol. 16, no. 3, pp. 388–408, 1997, doi: 10.1029/97TC00496.
- [7] Anderson, T. H. and Silver, L. T., "An overview of Precambrian rocks in Sonora," *Rev. Mex. Ciencias Geológicas*, vol. 5, no. 2, pp. 131–139, 1981.
- [8] Anderson, T. H. and Silver, L. T., "U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora," *Econ. Geol.*, vol. 72, no. 5, pp. 827–836, 1977, doi: 10.2113/GSECONGEO.72.5.827.
- [9] Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürher, L., Hodkinson, D. G., and Roldán-Quintana, J., "A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement," *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 113, no. 11, pp. 1409–1422, 2001, doi: 10.1130/0016-7606(2001)113<1409:ACAISO>2.0.CO;2.
- [10] Rascón-Heimpel, M. A., Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., and Calmus, T., "Geología y geoquímica del pórfido cuprífero Los Alisos, distrito minero de La Caridad, Sonora, México," *Rev. Mex. Ciencias Geol.*, vol. 29, no. 2, pp. 355–383, 2012.
- [11] González-León, C. M., Solari, L., Valencia-Moreno, M., Rascón Heimpel, M. A., Solé, J., González Becuar, E., Lozano Santacruz, R., and Pérez Arvizu, O., "Late Cretaceous to early Eocene magmatic evolution of the Laramide arc in the Nacozari quadrangle, northeastern Sonora, Mexico and its regional implications," *Ore Geol. Rev.*, vol. 81, pp. 1137–1157, Mar. 2017, doi: 10.1016/J.OREGEOREV.2016.07.020.
- [12] Valencia, V. A., Ruiz, J., Barra, F., Geherls, G., Ducea, M., Tittle, S. R., and Ochoa-Landín, L., "U-Pb zircon and Re-Os molybdenite geochronology from La Caridad porphyry copper deposit: insights for the duration of magmatism and mineralization in the Nacozari District, Sonora, Mexico," *Miner. Depos.*, vol. 40, no. 2, pp. 175–191, Jun. 2005, doi: 10.1007/S00126-005-0480-1.
- [13] Barra, F., Ruiz, J., Valencia, V. A., Ochoa-Landín, L., Chesley, J. T., and Zurcher, L., "Laramide porphyry Cu-Mo mineralization in northern Mexico: Age constraints from Re-Os geochronology in molybdenite," *Econ. Geol.*, vol. 100, no. 8, pp. 1605–1616, Dec. 2005, doi: 10.2113/GSECONGEO.100.8.1605.
- [14] Damon, P. E., Shafiqullah, M., and Clark, K. F., "Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico," *Can. J. Earth Sci.*, vol. 20, no. 6, pp. 1052–1071, 1983, doi: 10.1139/E83-095.
- [15] Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., and Cochemé, J. J., "El batolito Laramide (90–40 Ma) de Sonora," in *Memoria de la XV Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas y Metalurgistas y Geólogos de México*, 1983, pp. 63–95.
- [16] Ochoa-Landín, L. H., Valencia-Moreno, M., Calmus, T., Del Rio-Salas, R., Mendivil-Quijada, H., Meza-Figueroa, D., Flores-Vásquez, I., and Zúñiga-Hernández, L. G., "Geology and geochemistry of the Suaqui Verde deposit: A contribution to the knowledge of the Laramide porphyry copper mineralization in south central Sonora, Mexico," *Ore Geol. Rev.*, vol. 81, pp. 1158–1171, Mar. 2017, doi: 10.1016/J.OREGEOREV.2016.10.011.
- [17] McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., and Connelly, J. N., "Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in East-central Sonora, Mexico," *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 113, no. 4, pp. 521–531, 2001, doi: 10.1130/0016-7606(2001)113<0521:DOLCET>2.0.CO;2.
- [18] Roldán-Quintana, J., McDowell, F. W., Delgado-Granados, H., and Valencia-Moreno, M., "East-west variations in age, chemical and isotopic composition of the Laramide batholith in southern Sonora, Mexico," *Rev. Mex. Ciencias Geol.*, vol. 26, no. 3, pp. 543–563, 2009.
- [19] Ferrari, L., López-Martínez, M., and Rosas-Elguera, J., "Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate," *Tectonics*, vol. 21,

- no. 4, pp. 17-1-17-24, 2002, doi: 10.1029/2001TC001302.
- [20] Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., and Bryan, S., "Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de norteamérica," *Boletín la Soc. Geológica Mex.*, vol. 57, no. 3, pp. 343-378, 2005, doi: 10.18268/BSGM2005V57N3A5.
- [21] Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., López-Martínez, M., and Silva-Fragoso, A., "Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift," *Earth-Science Rev.*, vol. 183, pp. 115-152, Aug. 2018, doi: 10.1016/J.EARSCIREV.2017.04.006.
- [22] Nourse, J. A., Anderson, T. H., and Silver, L. T., "Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico," *Tectonics*, vol. 13, no. 5, pp. 1161-1182, 1994, doi: 10.1029/93TC03324.
- [23] Wong, M. S. and Gans, P. B., "The 40Ar/39Ar thermochronology of core complexes and other basement rocks in Sonora, Mexico: Implications for Cenozoic tectonic evolution of northwestern Mexico," *J. Geophys. Res. Solid Earth*, vol. 115, no. B7, Jul. 2010, doi: 10.1029/2009JB007032.
- [24] Valencia, V., Ruiz, J., Barra, F., Ochoa-Landín, L. H., Pérez-Segura, E., and Espinoza, E., "La Caridad porphyry Cu-Mo deposit: a porphyry-epithermal transition in the southwest North America Porphyry Copper Province," 2003.
- [25] Till, C. B., Gans, P. B., Spera, F. J., MacMillan, I., and Blair, K. D., "Perils of petrotectonic modeling: A view from southern Sonora, Mexico," *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 186, no. 3-4, pp. 160-168, Oct. 2009, doi: 10.1016/J.JVOLGEORES.2009.06.014.
- [26] Hammarstrom, J. M. and Zen, E., "Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer," *Am. Mineral.*, vol. 71, no. 11-12, pp. 1297-1313, 1986.
- [27] Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattitch, B. C., Cooper, F. J., and Brooker, R. A., "An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer," *Contrib. to Mineral. Petrol.*, vol. 171, no. 10, 2016, doi: 10.1007/s00410-016-1298-9.
- [28] Holland, T. and Blundy, J., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry," *Contrib. to Mineral. Petrol.*, vol. 116, no. 4, pp. 433-447, 1994, doi: 10.1007/BF00310910.
- [29] Dodson, M. H., "Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems," *Contrib. to Mineral. Petrol.*, vol. 40, no. 3, pp. 259-274, 1973.
- [30] Chew, D. M., Sylvester, P. J., and Tubrett, M. N., "U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS," *Chem. Geol.*, vol. 280, no. 1-2, pp. 200-216, Jan. 2011, doi: 10.1016/J.CHEMGEO.2010.11.010.
- [31] Cherniak, D. J., Lanford, W. A., and Ryerson, F. J., "Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques," *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 55, no. 6, pp. 1663-1673, Jun. 1991, doi: 10.1016/0016-7037(91)90137-T.
- [32] Donelick, R. A., O'Sullivan, P. B., and Ketcham, R. A., "Apatite fission-track analysis," *Rev. Mineral. Geochemistry*, vol. 58, pp. 49-94, 2005, doi: 10.2138/rmg.2005.58.3.
- [33] Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R., and Laslett, G. M., "Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description," *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.*, vol. 59, no. C, pp. 237-253, Jan. 1986, doi: 10.1016/0168-9622(86)90074-6.
- [34] Carlson, W. D., Donelick, R. A., and Ketcham, R. A., "Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results," *Am. Mineral.*, vol. 84, no. 9, pp. 1213-1223, Sep. 1999, doi: 10.2138/AM-1999-0901.
- [35] Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., Green, P. F., and Lovering, J. F., "Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis," *Contrib. to Mineral. Petrol.*, vol. 94, no. 4, pp. 405-415, 1986, doi: 10.1007/BF00376334.
- [36] Hasebe, N., Barbarand, J., Jarvis, K., Carter, A., and Hurford, A. J., "Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS," *Chem. Geol.*, vol. 207, no. 3-4, pp. 135-145, Jul. 2004, doi: 10.1016/J.CHEMGEO.2004.01.007.
- [37] Hasebe, N., Tamura, A., and Arai, S., "Zeta equivalent fission-track dating using LA-ICP-MS and examples with simultaneous U-Pb dating," *Isl. Arc*, vol. 22, no. 3, pp. 280-291, Sep. 2013, doi: 10.1111/IAR.12040.
- [38] Singer, D. A., Berger, V. I., and Moring, B. C., "Porphyry copper deposits of the world: Database and grade and tonnage models," Reston, V.A., 2002. doi: 10.3133/ofr02268.
- [39] Nourse, J. A., Anderson, T. H., and Silver, L. T., "Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico," *Tectonics*, vol. 13, no. 5, pp. 1161-1182, 1994, doi: 10.1029/93TC03324.
- [40] Wong, M. S. and Gans, P. B., "Geologic, structural, and thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the Sierra Mazatán core complex, Sonora, Mexico: New insights into metamorphic core complex formation," *Tectonics*, vol. 27, no. 4, Aug. 2008, doi: 10.1029/2007TC002173.
- [41] Wong, M. S. and Gans, P. B., "Tectonic implications of early Miocene extensional unroofing of the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico," *Geology*, vol. 31, no. 11, pp. 953-956, 2003, doi: 10.1130/G19843.1.
- [42] Gallagher, K., "Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology," *J. Geophys. Res. Solid Earth*, vol. 117, no. 2, Feb. 2012, doi: 10.1029/2011JB008825.

Cómo citar este artículo:

Noury, M., & Calmus, T. (2022). TERMOBAROMETRÍA Y TERMOCRONOLOGÍA: APLICACIONES AL ESTUDIO DE LOS PÓRFIDOS DE COBRE DE LA CARIDAD Y SUAQUI VERDE. *EPISTEMUS*, 15(31). <https://doi.org/10.36790/epistemus.v15i31.206>

