



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Centro de Geociencias

**EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL NOROESTE DE MÉXICO  
Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS DE ORO OROGÉNICO**

**TESIS**

Que para optar por el grado de  
**Maestro en Ciencias de la Tierra**

Presenta

**Javier Lazcano Prieto**

Tutor:

Dr. Alexander Iriondo Perrée  
Centro de Geociencias, UNAM

Miembros del Comité Tutor:

Dr. Eduardo González Partida, CGeo - UNAM  
Dra. Penélope López Quiroz, CGeo - UNAM

Querétaro, junio de 2018



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

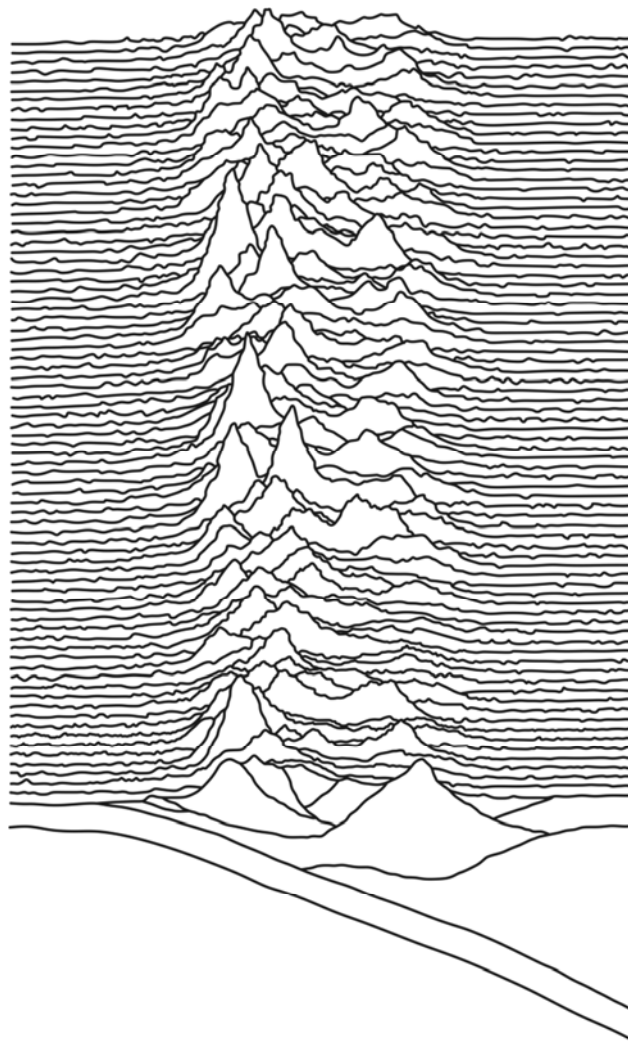


---

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL NOROESTE DE MÉXICO Y SU  
RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS DE ORO OROGÉNICO

---

Javier Lazcano



Tesis de Maestría

Universidad Nacional Autónoma de México

Abril de 2018



## **AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar agradezco al Dr. Alexander Iriondo la libertad que me otorgó para crear y moldear el proyecto de tesis, la confianza depositada y todo el apoyo recibido.

Agradezco a través del pueblo mexicano al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada. Quiero agradecer asimismo a la institución que otorgó el proyecto de investigación PAPIIT-UNAM "IN111718", y a los contribuyentes que la financian, porque de forma indirecta me pude beneficiar del mismo.

Agradezco los conocimientos que compartieron y la atención recibida por parte de los investigadores Dr. Eduardo González Partida, Dr. Luca Ferrari, Dr. Roberto Molina Garza, Dr. Gilles Levresse y Dr. Timothy Lawton.

Agradezco las ideas que me aportaron tanto la Dra. Penélope López Quiroz como el Dr. Jaime Carrera, importantes en la elaboración del mapa prospectivo mediante SIG.

Le estoy muy agradecido a la Dra. Marina Vega por todo el trabajo que realizó de DRX y EDS. También agradezco al Sr. Juan Vázquez Ramírez todas las láminas que me preparó durante el transcurso de la maestría, especialmente las últimas por la premura con las que tuvo que realizarlas. A Leslie y a Eduardo nuevamente por el trabajo de microtermometría realizado.

Gracias por la ayuda recibida a los integrantes de la secretaría de posgrado con los que coincidí: Marta, Alejandro, Armando y Blanca.

Agradezco al Dr. Macario Rocha y a Israel González, del SGM, el tiempo compartido en campo.

Muchas gracias también a los compañeros del CGEO con los que he tenido el gusto de compartir buenos momentos.

Por último, y no menos importante, le estoy enormemente agradecido a mi familia, especialmente a mis padres, hermana, y a mi prima y su familia por el tiempo que me acogieron en su casa.

“Declaro conocer el código de ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mi firma al calce que el presente es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.”

## RESUMEN

La parte noroccidental de México presenta un gran potencial para albergar yacimientos de tipo oro orogénico. El Cinturón de Oro Orogénico de Caborca (COOC) ocupa una parte importante del territorio noroeste de Sonora, albergando grandes depósitos entre los que destaca la mina La Herradura, la mayor productora de oro nacional actualmente. Sin embargo, el potencial no solo se circunscribe a este cinturón genéticamente emparentado con la orogenia Larámide mexicana, también existen otros eventos tectónicos favorables que se señalan en este estudio. Se reconstruye de forma sintética la evolución tectónica del noroeste de México desde el Paleoproterozoico hasta la actualidad, con el fin de comprender los episodios que han podido generar este tipo de mineralizaciones auríferas, así como su posterior deformación y exhumación. La visión que se ofrece en este trabajo trata de conciliar la geología del noroeste de México con la del suroeste de EUA, lo que conlleva en algunos casos a plantear modelos tectónicos diferentes a los previamente publicados.

En la Península de Baja California ya se había propuesto anteriormente y de forma tentativa que las mineralizaciones de oro de los distritos de Los Álamos (Baja California) y Los Cabos (Baja California Sur) son de tipo orogénico. En este trabajo se presentan los datos preliminares de diez minas antiguas en la parte norte del estado de Baja California, a la altura latitudinal de las sierras de Juárez y de San Pedro Mártir, y en cinco casos las evidencias indican que son depósitos orogénicos, probablemente ligados a la colisión de Alisitos en al menos tres de ellos. Puesto que ante la deformación Larámide el Batolito de las Sierras Peninsulares se comportó prácticamente como un bloque rígido, parece improbable que las mineralizaciones orogénicas de la Península estén relacionadas con este evento, y se sugiere que la orogenia responsable sea la colisión del arco de islas compuesto Alisitos-Guerrero (Santiago Peak) contra el continente de Norteamérica hace ~100 Ma. Según esta hipótesis los depósitos de Baja California, y probablemente otros antiguamente colindantes del México continental, forman parte de un cinturón independiente que se reporta en este texto bajo el nombre de Cinturón de Oro de California (CAGB).

Finalmente, se propone un método mediante SIG para la realización de mapas prospectivos de depósitos de oro orogénico a partir de mapas geológicos convencionales, de una forma muy sencilla, rápida y barata, accesible a cualquier usuario con unos conocimientos mínimos sobre este tipo de herramientas informáticas. Para ejemplificar el método se optó por el COOC, que pese a las dificultades que presenta los resultados fueron satisfactorios.

**Palabras clave:** oro orogénico – tectónica regional – noroeste de México – cinturón de oro de California – mapa prospectivo



## ABSTRACT

Northwestern Mexico has a great potential for orogenic gold deposits. The Caborca orogenic gold belt (COGB) occupies an extensive part of northwestern Sonora, where La Herradura mine stands out among other large deposits, as the present largest national gold producer. Nevertheless, the potential is not only limited to this gold belt, genetically related to the Mexican Laramide orogeny. Other favorable tectonic events are studied in this work. The tectonic evolution of northwestern Mexico from Paleoproterozoic times to the Present is reconstructed in order to understand the events that can have generated this type of mineralization, as well as the subsequent deformation and exhumation. In this process, I tried to reconcile the geology of northwestern Mexico with that of southwestern USA, which in some cases resulted in the suggestion of new tectonic models.

Some authors have classified the mineralizations of the districts of Los Álamos (Baja California) and Los Cabos (Baja California Sur) as of orogenic gold type. In this work I present preliminary data about ten old mines in the northern part of the state of Baja California, at the latitude of the Juárez and San Pedro Mártir ranges. In five cases I found evidence suggesting that they are orogenic gold deposits, probably related to the collision of the Alisitos arc in at least three of them. As the Peninsular Range Batholith act practically as a rigid block during the Laramide orogeny it is unlikely that the orogenic mineralization was connected with this episode. Therefore, it is here suggested that the accretion of the composite arc of Alisitos-Guerrero (Santiago Peak) to North American continent ~100 Ma ago was the triggering event. According to this hypothesis the gold deposits from Baja California, and possibly others in continental Mexico formerly adjacent to the Peninsula, belong to an independent belt named in this work as the California gold belt (CAGB).

Finally, a simple, fast and inexpensive GIS method for prospective mapping of orogenic gold deposits is developed. The great advantages of the method are that the only input data required is a conventional geologic map and that this predictive tool only require a minimal knowledge of GIS by the user. As a test, this method was applied to the Caborca orogenic gold belt (COGB). Despite the challenging particularities of this belt the results were satisfactory.

**Keywords:** orogenic gold – regional tectonics – northwest Mexico – California gold belt – prospective map

## ÍNDICE

---

<b>Capítulo 1</b>	<b>Introducción</b>	7
<b>Capítulo 2</b>	<b>Objetivos del estudio</b>	9
<b>Capítulo 3</b>	<b>Evolución tectónica del noroeste de México</b>	10
3.1	Introducción	10
3.2	El basamento precámbrico	11
3.3	El margen pasivo paleozoico	17
3.4	El margen activo cordillerano	21
3.5	La extensión cenozoica	31
3.6	Discusión y conclusiones	31
<b>Capítulo 4</b>	<b>Yacimientos de oro de tipo orogénico</b>	39
4.1	Introducción	39
4.2	Características geológicas	41
4.3	Contexto tectónico	47
4.4	Modelo genético	48
<b>Capítulo 5</b>	<b>Oro orogénico en el noroeste de México</b>	52
5.1	Eventos orogénicos favorables	52
5.2	Oro orogénico en la Península de Baja California	54
<b>Capítulo 6</b>	<b>Mapa prospectivo para yacimientos de oro orogénico</b>	75
6.1	Introducción	75
6.2	Fundamentación teórica	76
6.3	Metodología	77
6.4	Resultados y discusión	84
6.5	Conclusiones	86
<b>Capítulo 7</b>	<b>Conclusiones</b>	92
	<b>Referencias</b>	94
<b>Apéndice I.</b>	<b>Difracción de rayos X. Difractogramas de las muestras analizadas</b>	109
<b>Apéndice II.</b>	<b>Microtermometría. Depósitos selectos de Baja California</b>	115
<b>Apéndice III.</b>	<b>Base cartográfica. Mapa geológico del COOC</b>	121



Los yacimientos de oro orogénico son el tipo de mineralización que más oro ha producido después de los poco comprendidos paleoplaceres arcaicos de Witwatersrand (Sudáfrica) (Frimmel, 2008). En el margen cordillerano de Norteamérica hay grandes cinturones de oro orogénico, entre los que destacan Klondike, Juneau y Sierra Foothills con 13, 12 y 100 Moz de Au respectivamente entre producción pasada, reservas y recursos (Sillitoe, 2008). El Cinturón de Oro Orogénico de Caborca (COOC), localizado entre Sonora, el extremo suroeste de Arizona y una pequeña parte del sureste de California, les sigue en importancia con más de 10 Moz de oro (reservas+recursos; Izaguirre *et al.*, 2015). Por otro lado, se ha sugerido la existencia de otros depósitos de oro orogénico en suelo mexicano (e.g., Los Álamos, Baja California; Triunfo- San Antonio-Los Uvares-Paredones Amarillos-Concordia, Baja California Sur; Santa Gertrudis-Santa Cruz-San Miguel Peras, Oaxaca; Izaguirre *et al.*, 2015), pero ninguno se ha estudiado en profundidad hasta la fecha y en el caso de las supuestas mineralizaciones orogénicas de Oaxaca los datos presentados por Jiménez-Hernández (2011) no son enteramente compatibles con esta tipología de yacimiento (ausencia de carbonatos en la asociación mineral y de CO<sub>2</sub> en las inclusiones fluidas, salinidades elevadas). Por lo tanto, y a pesar de la importancia económica de este tipo de depósitos, todavía se han dedicado pocos esfuerzos al estudio de los yacimientos de oro orogénico en México, al margen por supuesto de los trabajos realizados en el COOC.

Los depósitos de oro orogénico como su propio nombre indica están genéticamente relacionados con eventos orogénicos, tanto acrecionales como colisionales. Los estudios geocronológicos sistemáticos realizados en el COOC permitieron ligar la mineralización a la orogenia Larámide mexicana (Izaguirre *et al.*, 2016; Izaguirre *et al.*, 2017). Pero en la dilatada historia geológica del noroeste de México (~1.8 Ga) se han sucedido múltiples eventos orogénicos susceptibles de haber desarrollado mineralizaciones auríferas orogénicas. Por ello, el presente trabajo comienza con una síntesis sobre la evolución tectónica del noroeste de México, la parte probablemente más fértil del país para alojar este tipo de yacimientos. En ese capítulo se hace hincapié en los principales eventos y en algunos casos en los mecanismos que los pudieron propiciar, dejando al margen cuestiones más propias de un texto sobre la historia geológica regional (e.g., formaciones relevantes, arquitectura de cuencas, pulsos magmáticos concretos, etc.).

El siguiente capítulo trata sobre los yacimientos de oro orogénico en sí, y en pocas páginas se intenta ofrecer una visión global de las principales características de estas mineralizaciones (asociación mineral, alteraciones, morfología de las vetas, contexto tectónico, génesis de los fluidos, etc.).

El objetivo una vez conocidas las generalidades de este tipo de yacimiento y la evolución tectónica del noroeste de México consiste en evaluar la favorabilidad de los eventos orogénicos. La acreción de los terrenos Alisitos-Guerrero a Norteamérica es el evento más favorable y se pudieron visitar una decena de minas de oro en el norte del estado de Baja California con la intención de comprobar si pudieran ser depósitos orogénicos. En base a la asociación mineral y el estilo deformacional que caracterizan a las vetas, análisis microtermométrico de inclusiones fluidas realizado

en muestras de varios depósitos y el propio contexto tectónico se puede sugerir que algunas de las mineralizaciones auríferas de las sierras de San Pedro Mártir y de Juárez son orogénicas y ligadas a la colisión de Alisitos hace ~100 Ma.

Finalmente, ante la consideración de que los “Sistemas de Información Geográfica” (SIG) suponen un gran avance en la exploración minera en cuanto a que permiten elaborar mapas prospectivos, se desarrolló un método simple de prospectividad de depósitos de oro orogénico a partir de mapas geológicos convencionales. En los últimos años están proliferando los estudios sobre este tipo de mapas, en el ámbito académico y profesional, pero cada vez son más complejos y requieren de más esfuerzo y tiempo, algo que no todas las empresas mineras se pueden permitir. El método propuesto tiene las ventajas de ser muy barato y rápido, pues se puede aplicar con *software* libre y por usuarios con conocimientos básicos de SIG en un plazo de tiempo de días hasta pocas semanas. Además el procedimiento es flexible y admite la incorporación de más niveles de información (e.g., geoquímica de suelos y arroyos, geofísica, etc.). El método es especialmente útil para seleccionar objetivos en regiones amplias, a escala de cinturón o de distrito. Está condicionado por la calidad de la información base, es decir, mapas de estructuras y de litologías fundamentalmente, y a los criterios de cuantificación de los parámetros involucrados. El método se puso en práctica en el COOC con resultados satisfactorios, pese a las complejidades que presenta este cinturón por la superposición de agresivas fases de deformación distensivas posteriores a la orogenia Larámide.

En la fase inicial de la exploración minera hay dos aproximaciones posibles: por un lado, si se conoce la evolución tectónica de una región se pueden evaluar qué tipos de yacimientos son esperables en base a los indicios y la bibliografía disponible; y por otro lado, y adecuado solo cuando la región sea muy extensa, tener por objetivo un determinado elemento o una tipología concreta de yacimiento mineral, cuyas particularidades se conozcan bien, y buscar en el área de interés aquellas zonas más favorables a partir de modelos tectónicos y nuevamente de las ocurrencias y la información bibliográfica preexistente. El presente estudio se puede entender en su fin último como un trabajo de exploración minera según la segunda aproximación, donde el tipo de mineralización elegida son los yacimientos de oro orogénico y la región es la parte noroccidental de México.

Los dos objetivos iniciales por lo tanto son comprender los yacimientos de oro orogénico y la evolución tectónica del noroeste de México, para que a partir de ahí se puedan aventurar qué eventos orogénicos han podido ser capaces de formar vetas de cuarzo-carbonatos con oro, al margen de la orogenia Larámide madre del COOC.

El siguiente objetivo es muestrear allá donde se haya hipotetizado que pueda haber un nuevo distrito, cinturón o simplemente depósitos de oro orogénico todavía sin reportar, y que su identificación como tal sea indispensable para comprender su potencial minero.

El último objetivo que se ha planteado en este trabajo consiste en idear un método muy sencillo y barato que pueda implantarse en la rutina de las empresas mineras para generar mapas prospectivos de depósitos de oro orogénico, u otros tipos igualmente estructural y litológicamente controlados. Un método ágil y especialmente útil en las fases de exploración de escala regional.

### 3.1 Introducción

La parte noroccidental de México es la que alberga un mayor registro geológico en términos temporales, pues en ella, más concretamente en el estado de Sonora, se encuentran las rocas más antiguas del país (~1.8 Ga) y hay registro de todos los períodos del Fanerozoico. La evolución tectónica es muy compleja y ni siquiera hay consenso en la comunidad científica en lo referente a la a los últimos millones de años. Si nos remontamos más atrás del Eoceno veremos que aún se debaten las causas de los eventos tectónicos más importantes, e incluso éstos mismos (e.g., ¿Cuál es la causa del inicio de la subducción en el Pérmico? ¿Cómo se formó el arco Alisitos? ¿Cuál es el mecanismo tectónico que desencadenó la orogenia Larámide mexicana?).

De entre las cuatro etapas en las que se ha dividido la evolución tectónica del noroeste de México la que abarca el Proterozoico es la más longeva ( $\approx 1200$  Ma) y la que menos se conoce. Puede decirse que la historia del Precámbrico es a la historia geológica lo que la prehistoria es a la historia de la humanidad. Se pueden aventurar numerosas hipótesis acerca de modelos tectónicos para este tiempo, pero realmente ni siquiera se sabe cuándo se instaura la tectónica de placas moderna, ni qué particularidades presentaba la tectónica anteriormente. Sir Winston Churchill en 1939 hablando sobre Rusia dijo que era “un acertijo envuelto en un misterio dentro de un enigma” (“*a riddle, wrapped in a mystery, inside an enigma*”), a buen seguro que si Churchill hubiese sido geólogo habría opinado lo mismo sobre el Precámbrico.

Una historia geológica tan llena de claroscuros favorece la imaginación y con ello la especulación. Cuando los datos escasean las hipótesis son inevitablemente débiles y han de ser revisadas constantemente a medida que el grado de conocimiento aumenta. Sin embargo, en esta región sucede algo que podría llamarse “ciencia-conspiración”, en alusión al caso todavía controvertido de la “Megacizalla Mojave-Sonora”, propuesta por primera vez por [Silver y Anderson \(1974\)](#) y abandonada desde entonces por el propio Thomas Anderson y un número de investigadores. Los autores observaron ciertos cambios en la geología de la región y los resolvieron con una enorme falla que actuó en el Jurásico provocando un desplazamiento lateral sinistral de aproximadamente 800 kilómetros. En su momento, con muy pocos estudios realizados en Sonora, fue una hipótesis muy atrevida a la par que provocadora, pero justificable bajo aquella situación. Sin embargo, aun no estando bien fundamentada rápidamente fraguó la hipótesis en la mente de muchos investigadores y de alguna forma la comunidad científica asumió la existencia de la Megacizalla. En los últimos 20 años se han ido acumulando los argumentos en contra de la existencia de esta megaestructura y ya son varias las publicaciones que ofrecen datos que la desacreditan totalmente (e.g., [Molina-Garza e Iriando, 2005](#); [Izaguirre-Pompa, 2009](#)).

A pesar de ello, la Megacizalla Mojave-Sonora se sigue dibujando en la mayoría de los mapas geológicos y hay quienes la incorporan todavía en sus modelos tectónicos. Esto es lo que comúnmente podría ser denominado como “ciencia-zombi”, y que deriva en el término aquí acuñado como “ciencia-conspiración” en el momento en que los investigadores reacios a descartar la idea,

pero sabiendo que tal estructura no pudo actuar en el Jurásico, la retrotraen en el tiempo. Algunos ejemplos son la falla transformante California-Coahuila de edad Pérmico-Triásico de Dickinson y Lawton (2001), la falla transformante Sonora-Chihuahua neoproterozoica pero reactivada durante el Pérmico de Poole *et al.* (2005), o el origen sugerido de la Megacizalla en el Mesoproterozoico por Whitmeyer y Karlstrom (2007). Ninguno aporta pruebas suficientemente sólidas para demostrar la existencia de una falla transcurrente con un salto en dirección de cientos de kilómetros. Estas hipótesis se justifican en lagunas en el conocimiento y/o en datos que en muchos casos no tienen más peso que los que apuntan en dirección contraria.

Las hipótesis provocadoras y arriesgadas, aun estando poco fundamentadas, son beneficiosas cuando impulsan a ahondar en la investigación y buscar las evidencias que las corroboren o refuten. Cuando se aceptan sin criticismo y se construye en base a ellas pueden llegar a lastrar el avance científico.

El objetivo de esta síntesis sobre la evolución tectónica del noroeste de México consiste en presentar los principales eventos tectónicos de forma clara y concisa, englobándolos en el panorama general de Norteamérica, para que luego se puedan relacionar con la aparición y distribución de los yacimientos de oro orogénico, que son el tema central de esta tesis. Los modelos tectónicos alternativos propuestos requerirán de futuros estudios con la finalidad de obtener las pruebas que los sustenten.

### **3.2 El basamento precámbrico: desde la acreción de terrenos paleoproterozoicos hasta la formación de Rodinia**

El basamento proterozoico subyace bajo gran parte de Sonora, exceptuando la porción más meridional del estado, y continúa hacia el este bajo la Sierra Madre Occidental hasta Chihuahua (Housh y McDowell, 2005), donde son muy puntuales los afloramientos y todavía el nivel de conocimiento es muy bajo. Hasta la fecha no se ha encontrado basamento precámbrico en Baja California, probablemente porque el *rifting* del Golfo de California aprovechó su límite para separar la península (Valencia *et al.*, 2001), aunque no es descartable que existan fragmentos adelgazados del basamento al oeste del Mar de Cortés. El basamento está constituido mayoritariamente por una gran gama de rocas metamórficas polideformadas de grado bajo a medio del Paleoproterozoico, cortadas por intrusivos mesoproterozoicos.

#### ***• Provincias corticales paleoproterozoicas***

Tradicionalmente el basamento de Sonora se ha venido clasificando como terreno Caborca y terreno Norteamérica, condicionado por la hipótesis de la Megacizalla Mojave-Sonora, que es la estructura que separaría ambos dominios (e.g. Silver y Anderson, 1974; Anderson y Silver, 1979). En EUA desde el clásico trabajo de Bennett y De Paolo (1987), que fueron pioneros en combinar geocronología de U-Pb en circones con geoquímica de Sm-Nd en roca total, se diferenciaron tres provincias corticales paleoproterozoicas en el suroeste de Laurencia: Mojave, Yavapai y Mazatzal, de oeste a este. Cabe señalar que el solapamiento en las edades entre estas tres provincias impide



su identificación únicamente en base a la geocronología convencional y se hace necesario complementarlo con otros métodos como los isótopos de Sm-Nd y/o Lu-Hf principalmente (Tabla 1).

Las edades modelo<sup>1</sup> de Nd o Hf comparadas con las edades de cristalización de U-Pb permiten sugerir que Mojave es la provincia más evolucionada y que posiblemente incorporó corteza pre-existente, mientras que las provincias Yavapai y Mazatzal son juveniles. Las edades de los circones detríticos también apoyan estas conclusiones.

**Tabla 1.** Características principales que permiten la clasificación del basamento del SW de Laurencia (Iriondo y Premo, 2011).

Provincias	Mojave	Yavapai	Mazatzal
Edad U-Pb circones de rocas magmáticas	1.80–1.64 Ga	1.84–1.66 Ga	1.75–1.63 Ga
Edad U-Pb circones de rocas detríticas	2.70–1.80 Ga	1.75–1.71 Ga	1.80–1.65 Ga
$\epsilon_{Nd}$ a ~1.75 Ga	-5.5 a +1	+0.8 a +4.7	+5
Edades modelo de Nd ( $T_{DM}$ )	2.60–2.0 Ga	1.85–1.60 Ga	1.80–1.70 Ga

El primero en identificar esas provincias del basamento en Sonora fue Iriondo (2001 y 2004) en el área de Quitovac, lugar supuestamente surcado por la Megacizalla y donde este autor encontró rocas con características geoquímicas propias de la provincia Yavapai en la zona oeste y de la provincia Mazatzal en la zona este. Estudios similares se repitieron en otros lugares de Sonora: en las sierras Los Alacranes y Choclo Duro se encontraron nuevamente las provincias Yavapai y Mazatzal, respectivamente (Nourse *et al.*, 2005); en Zona Canteras-Puerto Peñasco gneises y anfibolitas asignados a Yavapai (Arvizu *et al.*, 2009a); en los alrededores de La Herradura también ortogneises de corteza Yavapai (Izaguirre-Pompa, 2009); en torno al rancho Bámuri, que da nombre al Complejo Bámuri, la provincia Mojave (Castiñeiras *et al.*, 2004; Farmer *et al.*, 2005) y en la Sierra de Los Ajos rocas asignadas a los Esquistos Pinal de la provincia Mazatzal (Solari *et al.*, 2017), entre otros (Fig. 1).

Los afloramientos del proterozoico son arealmente mucho más extensos en EUA que en México, siendo este uno de los motivos por los cuales se ha estudiado más el basamento en el país vecino. Además la superposición de fases de deformación posteriores dota de una gran compleji-

---

1. El concepto de “edades modelo de manto empobrecido” o “ $T_{DM}$ ” (*depleted-mantle*) parte de la premisa que a lo largo de la evolución terrestre el manto ha experimentado un empobrecimiento progresivo en elementos incompatibles, de forma que los procesos de fusión parcial del manto generan fundidos silicatados ricos en Nd y pobres en Sm, y con las relaciones  $^{143}Nd/^{144}Nd$  se pueden calcular las edades modelo. De forma análoga se puede trabajar con el sistema Lu-Hf, y ambas sistemáticas se emplean para discriminar entre rocas juveniles, generadas directamente por fusión del manto, y retrabajadas, aquellas en las que interviene corteza continental preexistente. Aunque el empobrecimiento del manto se ha convertido en una suerte de dogma, hay estudios que lo han puesto en duda. La composición del manto litosférico subcontinental (SCLM; *subcontinental lithospheric mantle*) está relacionada con la edad tectonothermal de la corteza suprayacente, de forma que el SCLM arcaico no modificado por procesos de metasomatismo presenta composiciones de dunitas/harzburgitas más empobrecidas que los SCLM proterozoicos, y éstos que los fanerozoicos (Griffin *et al.*, 2009). Esta circunstancia conllevaría a modificar la pendiente de evolución del manto y ello afectaría a las  $T_{DM}$ . No obstante el método de identificar provincias corticales combinando geocronología de U-Pb con la sistemática del Sm-Nd o Lu-Hf no se ve afectado.

---

dad estructural a las rocas expuestas en México, lo que dificulta enormemente su estudio. Por todo ello, se hace necesario un acercamiento a las provincias del suroeste de Laurencia a través de lo aprendido en EUA.

En el trabajo sobre el desarrollo de Norteamérica durante el Proterozoico de [Whitmeyer y Karlstrom \(2007\)](#) se señalan las siguientes características geológicas de las tres provincias del basamento:

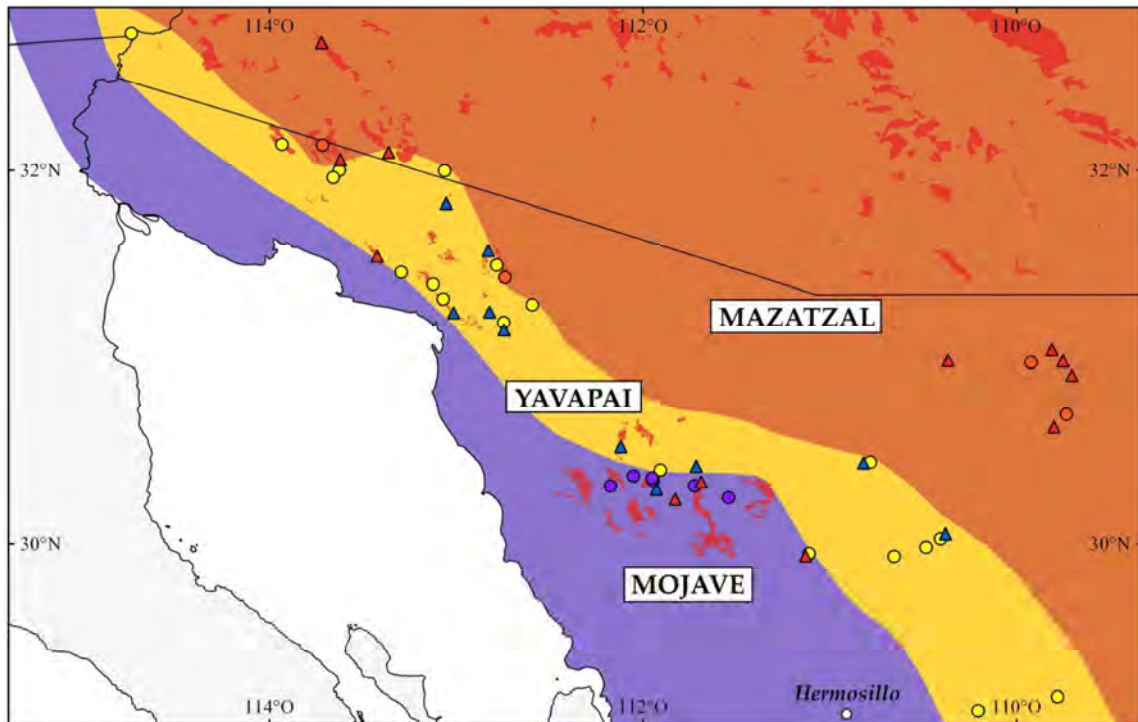
- Provincia Mojave: constituida por rocas de tipo orto- y paragneises, esquistos, anfibolitas y raramente cuarcitas, que son intruídas por granitoides. El magmatismo varía desde calcoalcalino hasta ultra-potásico. El grado metamórfico varía entre facies de anfibolitas a granulitas. Distinguen dos fases de deformación: una temprana de plegamiento sub-recumbente (D1), a la que posteriormente se sobreimpone una foliación subvertical penetrativa de dirección NE-SE (D2).
- Provincia Yavapai: constituida principalmente por metabasaltos, metandesitas, metariolitas y sus equivalentes metavolcanoclásticos, por rocas metasedimentarias y plutónicas como granitos, granodioritas, tonalitas y cuarzdioritas, afectadas por un grado metamórfico en facies de esquistos verdes y localmente en facies de anfibolitas. El magmatismo es bimodal y calcoalcalino, incluso toleítico en el caso de algunas rocas volcánicas. Diferencian dos fases de deformación que originan pliegues recumbentes y foliación subvertical de dirección NE-SE.
- Provincia Mazatzal: incluye rocas volcánicas y volcanoclásticas bimodales intruídas por rocas plutónicas, ambos de naturaleza calcoalcalina, y potentes series metasedimentarias. El grado metamórfico es de esquistos verdes. La deformación consiste en fallamiento inverso y plegamiento recumbente sobre el que se sobreimpone una foliación subvertical penetrativa de dirección NE-SE.

En México la provincia Mojave está representada por el Complejo Bámuri ([Longoria y González, 1979](#)), que aflora al sur de Caborca, y consiste en una serie de gneises cuarzo-feldespáticos, anfibolitas, esquistos, filitas, cuarcitas y escasos metaconglomerados, que aparecen intruídos por *sills* y masas lenticulares concordantes de riódacitas y dioritas. El grado metamórfico corresponde al de anfibolitas-altas, sin embargo, en un lugar hay constancia de esquistos en facies de esquistos verdes ([Anderson y Silver, 1981](#)).

La provincia Yavapai se ha identificado en más de una decena de localidades a lo largo de una franja NO-SE desde la frontera con Arizona y prolongándose más al este de Hermosillo. La dirección de la provincia coincide con el grano tectónico regional de esta parte de México, sin embargo contrasta con la dirección NE-SW de las provincias en EUA. Las litologías incluyen ortogneises bimodales, paragneises, anfibolitas, esquistos y granitoides, afectados por un grado metamórfico que llega a alcanzar las facies de anfibolitas localmente.

Por último, la provincia Mazatzal en México aflora en dos localidades en el noroeste de Sonora (sierra Choclo Duro y en Quitovac este), entre Cucurpe y Arizpe y en los alrededores de Cananea. En la sierra Choclo Duro se han descrito metarcosas, cuarcitas, esquistos y posibles rocas metavolcánicas félsicas, que son el encajante de granitos augen-gneises muy foliados ([Nourse et al., 2005](#)). En Quitovac este [Iriondo \(2001\)](#) señala la presencia de gneises bandeados y granitoides. Más al este, en las cercanías de Cucurpe, afloran los gneises y esquistos del Complejo El Alamito y

una unidad granodiorítica (Rodríguez-Castañeda, 1994). Finalmente en la parte nororiental de Sonora se han observado principalmente esquistos micáceos y posibles rocas metavolcánicas, que algunos autores interpretan como la continuación en México de los Esquistos Pinal de Arizona (Anderson y Silver, 2005; Solari *et al.*, 2017). El grado metamórfico habitualmente se enmarca dentro de las facies de esquistos verdes, sin embargo en la sierra Choclo Duro se eleva hasta facies de anfibolitas (Nourse *et al.*, 2005).



**Figura 1.** Distribución de las provincias corticales paleoproterozoicas en el noroeste de Sonora y principales afloramientos proterozoicos, según lo propuesto por Iriondo y Premo (2011). Los círculos señalan localidades estudiadas del paleoproterozoico (morado: Mojave; amarillo: Yavapai; rojo: Mazatzal) y los triángulos del mesoproterozoico (rojo: magmatismo granítico de 1.4 Ga; azul: magmatismo granítico/anortosítico de 1.1 Ga).

### • Modelos tectónicos propuestos

El modelo tectónico clásico del crecimiento del margen suroeste de Laurentia durante el Proterozoico es el de la amalgama de arco de islas, que defienden Whitmeyer y Karlstrom (2007), entre otros, y lo asemejan a lo que sucede hoy en día en las Aleutianas o en las islas de Indonesia. Este modelo considera a Mojavia como un microcontinente cuyo origen pudo remontarse al Arcaico y que se encontraba a una distancia indefinida del núcleo cratónico antiguo de Norteamérica. Un complejo de arco de islas, que conformaría la provincia Yavapai, colisionó contra Mojavia hace ~1.7 Ga (orogenia Yavapai, también llamada Ivanpah en California). No se conoce con claridad si primeramente Mojavia colisionó de forma independiente contra el cratón de Wyoming y luego lo hizo Yavapai, o si por el contrario primero ocurrió la amalgama de ambas provincias y posteriormente la anexión a Laurentia. De cualquier forma, tras Yavapai llegó otro complejo de arco de islas, Mazatzal, y también se acrecionó al margen suroeste de Laurentia (1.65–1.60 Ga; orogenia

Mazatzal). El crecimiento de Laurencia mediante amalgama de terrenos en un margen convergente de dirección NE-SW culmina con la acreción de otra provincia que no se ha reportado aún en México, la denominada como “Granitos y Riolitas”, que hay esperanzas de que aparezca en Chihuahua o Coahuila, y finalmente la provincia Grenville que colisionó durante la orogenia homónima (~1.3–0.9 Ga) y supone el evento final de formación de Rodinia.

Basándose en este modelo, [Iriondo y Premo \(2011\)](#) proponen un “doble oroclinal” para explicar la pronunciada curvatura de las provincias en México. Este modelo presupone una forma arqueada original para Mojavia que induciría que el extremo sur de Yavapai (arco Caborca) se tuviera que adaptar al colisionar. Mazatzal colisionaría posteriormente amplificando la curvatura del oroclinal.

El modelo de acreción de arco de islas es atacado por algunos autores que encuentran en la bimodalidad del magmatismo y otras evidencias argumentos a favor de procesos de *rifting* continental ([Hill y Bickford, 2001](#)). Los partidarios del modelo de acreción defienden que la acreción de arcos de islas no está reñida con procesos extensionales tras-, intra- o retroarco. Algo realmente llamativo del crecimiento del suroeste de Laurencia son precisamente sus elevadísimas tasas de formación de nueva corteza, como ya lo apuntó [Condie \(1992\)](#). Según los cálculos de este autor, que comparó la tasa durante el Proterozoico con la del Fanerozoico en Norteamérica, la primera supera por más del doble a la segunda. La explicación a este hecho puede que se encuentre en las diferencias entre la geodinámica en el Proterozoico y en el Fanerozoico, con regímenes tectónicos a buen seguro diferentes, o quizás pueda resolverse incorporando modelos como el de los orógenos acrecionales extensionales de [Collins<sup>2</sup> \(2002a y 2002b\)](#), que es capaz de conciliar la acreción de arcos de islas con episodios de *rifting*.

En los últimos años a partir de estudios de mayor detalle que combinan geocronología, geología estructural, petrología metamórfica y otras disciplinas se están promoviendo cambios sustanciales en las orogenias hasta ahora conocidas (caso de la orogenia Picuris; [Daniel et al., 2013](#)), en la naturaleza de las provincias (Mazatzal como un arco magmático continental; [Karlstrom et al., 2016](#)) o en la edad de algunas sucesiones relevantes (la parte superior de algunas sucesiones supracorticales de Arizona y Nuevo México no son paleoproterozoicas si no mesoproterozoicas; [Mako et al., 2015](#)). Por todo ello, es muy probable que en los próximos años los modelos tectónicos sobre el crecimiento del suroeste Laurencia durante el Proterozoico cambien sustancialmente.

---

2. William Collins describe un modelo para orógenos “calientes” (alto grado metamórfico; granulitas) basado en su experiencia en el orógeno paleozoico Lachlan (Australia), consistente en ciclos de compresión y extensión en ambientes de arcos acrecionales. La extensión se produce por *roll-back* causado por la retracción de la placa oceánica o *slab* que subduce, proceso acompañado de *rifting* inter-arco y formación de cuencas volcanosedimentarias, y la compresión sobreviene después por la horizontalización del *slab*, lo que provoca esfuerzos compresivos en el arco que derivan en la inversión de la cuenca antes formada y en el engrosamiento cortical. El autor se refiere al mecanismo como “interruptor tectónico” (*tectonic switching*) y sintetiza las características diagnósticas de este tipo de orógenos ([Collins, 2002b](#)). Este modelo implica períodos de tiempo relativamente grandes en los cuales se tiene que mantener la dinámica tectónica.

---

### • *Magmatismo mesoproterozoico*

En el suroeste de Laurencia hay registro de dos importantes eventos magmáticos mesoproterozoicos. El primero de ellos, de edad ~1.4 Ga, corresponde al emplazamiento de granitos interpretados tradicionalmente como anorogénicos (tipo A). Esta interpretación ha sido cuestionada por [Nyman et al. \(1994\)](#), quienes en base a observaciones estructurales realizadas en plutones del suroeste de EUA concluyen que el magmatismo es sintectónico y ligado a un régimen de esfuerzos compresivo y transpresivo, y que el emplazamiento de los granitos se produjo a favor de estructuras preexistentes (zonas de cizalla y límites entre provincias).

Otros autores relacionan el magmatismo de ~1.4 Ga con la coetánea provincia cortical de Granitos y Riolitas, que muchos identifican como un arco continental magmático activo entre ~1500 a 1230 Ma. [Rivers y Corrigan \(2000\)](#) proponen que el magmatismo de ~1.4 Ga se produjo en respuesta al *rifting* en el retro-arco desencadenado por el *roll-back* de la placa oceánica subducente hacia el oeste. Más recientemente, [Bickford et al. \(2015\)](#) asocian estos granitos a inestabilidades en la interacción litosfera-astenosfera en un margen continental activo afectado por la colisión periódica de arcos de islas marginales o exóticos.

En Sonora este magmatismo es más común en la provincia Mazatzal, más cercana al paleomargen convergente, pero también se ha encontrado en las provincias Yavapai y Mojave.

El segundo evento magmático mesoproterozoico es el que da lugar a la *suite* AMCG (anortosita-mangerita-charnockita-granito) de ~1.1 Ga de la provincia Grenvilliana, y a los granitos anorogénicos y anortositas equivalentes en otras regiones de Laurencia. Este evento magmático ha sido relacionado con el colapso orogénico de la corteza sobre-engrosada de Laurencia tras la orogenia Grenvilliana ([McLelland et al., 1996 y 2010](#)). En Sonora aparece representado por los denominados como granitos Aibó y las anortositas El Tecolote. Por relaciones de campo se sabe que las anortositas son más tardías que los granitos (se ha podido observar esta relación en Sierrita Blanca y Sierra Prieta; [Izaguirre-Pompa, 2009](#)). [Iriondo y Premo \(2011\)](#) advierten una correlación espacial entre el magmatismo de 1.1 Ga y la provincia Yavapai, atribuyéndolo a que esta provincia en Sonora constituye una zona debilidad cortical que facilitó la canalización de los magmas.

### • *Formación de Rodinia*

La orogenia Grenvilliana es el principal episodio colisional continental registrado en Norteamérica durante la fase terminal de ensamblaje de Rodinia, entre ~1.3–0.9 Ga. Las cuencas mesoproterozoicas del suroeste de Laurencia reflejan el tránsito entre el margen magmático continental y el colisional. [Mulder et al. \(2017\)](#) vinculan la sedimentación de ~1340–1230 Ma a cuencas de retro-arco, mientras que las secuencias marinas someras o continentales de ~1140–1035 Ma lo hacen a cuencas de antepaís.

El gran enigma de Rodinia consiste en la distribución de las placas continentales integradas en el supercontinente. Mayoritariamente se acepta que Laurencia ocupaba el lugar central de Rodinia y se disputa cuál es el continente que estaba anexionado al suroeste de Laurencia. Los candidatos propuestos son Antártida ([Moore, 1991](#)), Australia ([Karlstrom et al., 1999](#)), Siberia ([Sears y Price, 2000](#)) y bloque Sur de China ([Li et al., 1995](#)). Cabe preguntarse si tal continente colisionó contra Laurencia cuándo lo hizo y qué efectos tuvo. La respuesta a esta cuestión podría estar vinculada



al origen de Mojavia y de otros terrenos que circundan la parte suroccidental del cratón de Wyoming.

### 3.3 El margen pasivo paleozoico: desde la ruptura de Rodinia hasta el inicio del arco continental cordillerano

La etapa que abarca desde el Neoproterozoico hasta el Pérmico está marcada por tres grandes hitos en la historia geológica de Norteamérica: el rifting de Laurentia en el Neoproterozoico-Cámbrico, la colisión Gondwana-Laurentia en el Paleozoico tardío y el comienzo de la subducción cordillerana en el Permo-Trias.

#### · *Ruptura de Rodinia*

La formación de un supercontinente favorece el aislamiento térmico del manto provocando un incremento en su temperatura (e.g., Grigné y Labrosse, 2001; Brandl *et al.*, 2013), facilitando de este modo la aparición de *riffts* y el magmatismo. La ruptura de Rodinia se produjo a través de varios sistemas de *rifft*, bajo un patrón hexagonal según algunos autores<sup>3</sup> (Sears, 2001; Sears *et al.*, 2005).

El *rifting* del margen occidental de Laurentia aconteció en varias fases y de forma diacrónica, pero se aceptan dos fases principales a 700 y 600 Ma aproximadamente (Prave, 1999). La segunda fase coincide con la propuesta de aparición de corteza oceánica (*drifting*) hace ~570 Ma por Colpron *et al.* (2002), en base al vulcanismo que registran en el Hamill Group de la Cordillera Canadiense, de edad muy similar a las traquitas de la formación Browns Hole en el norte de Utah (~580 Ma; Christie-Blick y Levy, 1989). Recientemente, Merdith *et al.* (2017) a partir del cálculo de la cinemática del movimiento relativo entre la placa de Laurentia y sus posibles antagonistas (escenarios AUSWUS, AUSMEX y SWEAT) sitúan el *drifting* en al menos 725 Ma. No obstante, en sus cálculos emplean parámetros de rotaciones angulares y velocidades de apertura oceánica semejantes a los observados en la actualidad, que pudieron ser menores que sus análogos del Precámbrico, y más importante aún, no se conocen las trayectorias de las placas y por lo tanto cualquier estimación presenta un margen de error altísimo.

Una consecuencia importante de la deformación en tiempos de Rodinia son las “cicatrices” en la corteza de Norteamérica que perduran hasta nuestros días. La extensión y transtensión intracontinental que acompañó a la orogenia Grenvilliana primero, y posteriormente los grandes sistemas de

---

3. La teselación de la superficie de una esfera homogénea ha de presentar una organización regular. Sears (2001) basándose en este principio visualiza la geometría del *rifting* del continente de Laurentia como un hexágono, en un patrón que se asemeja al de las teselaciones de la litosfera según un icosaedro truncado (tras restaurar el promontorio Grenvilliano). En un trabajo posterior, Sears *et al.*, (2005) correlacionan los vértices del hexágono con los principales ejes de *riffts* y emplazamientos de magmatismo anorogénico proterozoicos, llegando a la conclusión de que tal patrón de gran escala sería el de mínimo trabajo para romper el supercontinente y que no sería necesaria la intervención de plumas mantélicas. Es una idea provocadora que explica como el fenómeno de aislamiento térmico del manto bajo el continente estable propiciaría principalmente la ruptura de Laurentia aprovechando debilidades heredadas según un patrón geométrico.

---

*rift*, causaron grandes sistemas de fallas extensionales de dirección O a NO y N a NE en EUA, que posteriormente fueron reactivados en el Paleozoico y Mesozoico (Marshak *et al.*, 2000; Timmons *et al.*, 2001). Estructuras similares pueden existir en México y que hayan participado en los eventos tectónicos sucesivos.

En cuanto a la geología de Sonora, Stewart *et al.* (2002) reconocen los grupos Las Víboras y El Águila, fechados por circones detríticos en ~760–1000 Ma (edad máxima), y la parte basal con diamictitas del grupo Cerro Las Bolas, interpretado como de edad ~760–700 Ma por correlación con otras diamictitas estudiadas en Death Valley (Corsetti y Hagadorn, 2000). Las Víboras y El Águila afloran al noreste de Hermosillo y ambos grupos están constituidos por rocas sedimentarias de medios continentales a marinos someros. Poco se sabe de su contexto tectónico, pero por la edad se infiere que se formaron en la fase final del supercontinente Rodinia. El grupo Cerro Las Bolas, expuesto en el área de Sahuaripa, contiene como se ha mencionado anteriormente diamictitas en su parte basal, y carbonatos de medios transicionales y depósitos siliciclásticos fluviales en el resto de la serie. Este grupo corresponde a la sedimentación en cuencas de *rift* relacionadas con la ruptura de Rodinia.

#### • *El margen pasivo cordillerano*

El *rifting* de Laurentia dio paso a una dilatada etapa de margen pasivo pobremente magmático<sup>4</sup> en el borde occidental del continente. Esta etapa abarca desde el Neoproterozoico hasta diferentes momentos del Paleozoico según la geografía. La máxima duración se da en el extremo suroeste, es decir, sur de California, Baja California y Sonora. En los territorios más septentrionales (EUA y Canadá) la evolución paleozoica es diferente y a partir del Devónico acaba el margen pasivo.

Tradicionalmente se viene empleando el término miogeoclinal cordillerano para referirse a las secuencias sedimentarias que integran los depósitos de este margen. En líneas generales, la parte basal está compuesta por potentes pilas de sedimentos terrígenos, principalmente areniscas y conglomerados, también algunos depósitos de diamictitas del Criogénico (*Snowball Earth*), y a medida que los *grabens* y *half-grabens* se iban rellenando y el diastrofismo se ralentizaba se dieron las condiciones para depositar carbonatos de plataforma (Miall y Blakey, 2008). Más tarde, la transgresión cambro-ordovícica Sauk inundaría extensas áreas de Norteamérica, formándose un mar epicratonal con grandes plataformas carbonatadas que recibirían aportes terrígenos limitados (Sloss, 1963, 1988).

Durante esta etapa Sonora y Baja California quedaron en una posición entre el dominio del océano Panthalassa, al oeste, y el Iapetus-Reico, al sur, con margen pasivo a ambos lados. Se distinguen secuencias de plataforma cratonal, miogeoclinal y eugeoclinal, que corresponden a sedimen-

---

4. El miogeoclinal de Norteamérica se trata de un margen pasivo de tipo amágmatismo o no volcánico, aunque es más conveniente emplear el término pobre en magmatismo (*magma poor rifted margin*). Este tipo de márgenes pasivos son menos comunes que los volcánicos pero se han estudiado mucho por su relevancia como fuentes de hidrocarburos. A diferencia de los márgenes volcánicos, habitualmente presentan una transición difusa entre corteza oceánica y continental (OCT) y la exhumación de una parte del manto litosférico (Whitmarsh *et al.*, 2001). La OCT es un dominio de corteza continental muy adelgazada e intruida por materiales magmáticos, que es donde queda expuesto el manto litosférico.

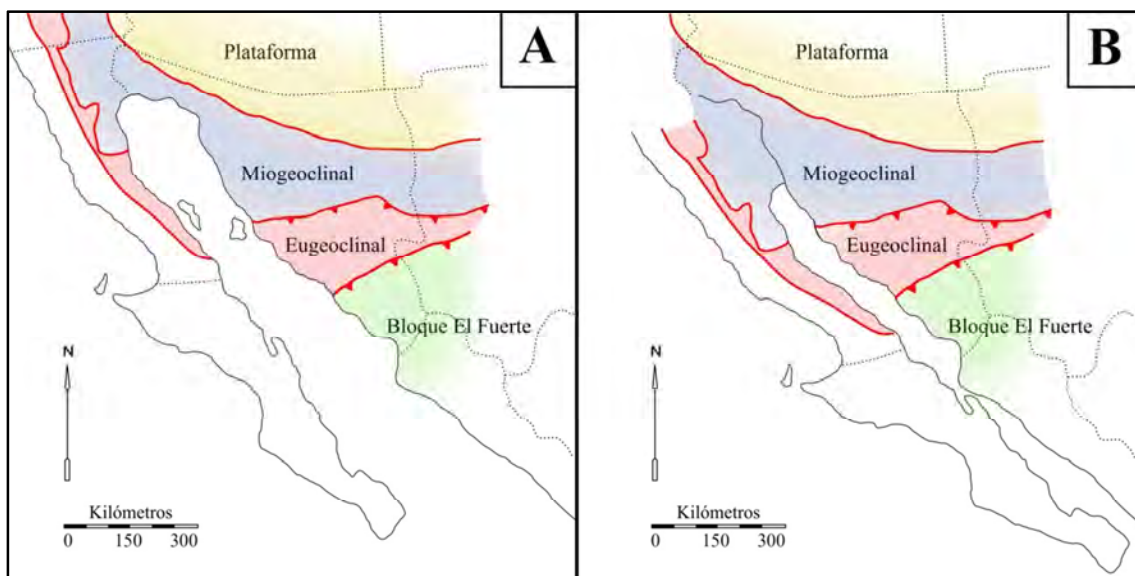
---

tación continental, marina en plataformas continentales y marina profunda con poco vulcanismo submarino (*pillow*-basaltos) respectivamente. La edad de la sedimentación de margen pasivo en esta región abarca desde el Neoproterozoico hasta el Pérmico.

#### • *La colisión Gondwana-Laurencia*

La orogenia Ouachita-Marathon-Sonora fue el resultado de la colisión oblicua entre Gondwana (Suramérica) y Laurencia en el Paleozoico tardío, en el marco de la amalgama de Pangea (Poole *et al.*, 2005). Supuso el cierre en cremallera del mar Reico y la formación de un cinturón de pliegues y cabalgamientos. En las montañas Ouachita (Oklahoma) se finalizó la sutura en el Pensilvánico tardío, mientras que en el segmento de Sonora no se completaría hasta el Pérmico tardío.

La orogenia Sonorense es la responsable del llamado comúnmente como “alóctono sonorense”, que también recibe el nombre de terreno Cortés, y que aflora en la parte sur del estado y consiste en el cabalgamiento de la sucesión eugeoclinal (parautóctono) sobre la de miogeoclinal (autóctono) (Poole y Madrid, 1988) (Fig. 2). En el norte de Sinaloa se encuentra la formación Río Fuerte considerada de edad ordovícica y afinidad gondwánica, que cabalga a su vez al alóctono o parautóctono sonorense (Vega-Granillo *et al.*, 2008). Esta formación presenta un metamorfismo



**Figura 2.** Distribución del Paleozoico sedimentario del noroeste México (modificado de Gastil *et al.*, 1991). (A) Configuración actual; en Baja California el límite occidental de los materiales paleozoicos se sitúa sobre el Cabalgamiento Principal Mártir (*Main Martir Thrust*). (B) Configuración tras la restitución del desplazamiento cenozoico de la Península de Baja California (aproximadamente 300 km al norte según un sistema dextral en los últimos 12.5 Ma). de baja P-T ligado a esta orogenia (Vega-Granillo *et al.*, 2011), a diferencia de las rocas supracorticales de Sonora que no se encuentran metamorfizadas por este evento. La formación Río Fuerte es intruida por el gabro toleítico Realito fechado en ~430 Ma por U-Pb en circones (Vega-Granillo *et al.*, 2012).



### • Inicio de la subducción

Las primeras rocas del arco magmático continental cordillerano se registran en Sonora. [Arvizu et al. \(2009b\)](#) fechan en ~275 y ~258 Ma dos pulsos de granitos calcoalcalinos de la Sierra Pinta, en el norte del estado, y obtienen edades modelo Nd de 2.5–1.6 Ga que indican que los plutones se emplazaron en corteza proterozoica y por lo tanto en un arco continental. También se han encontrado granitoides pérmicos en Sonora en la Sierra Los Tanques, ampliando el rango de edades entre 284 – 221 Ma ([Arvizu e Iriondo, 2015](#)).

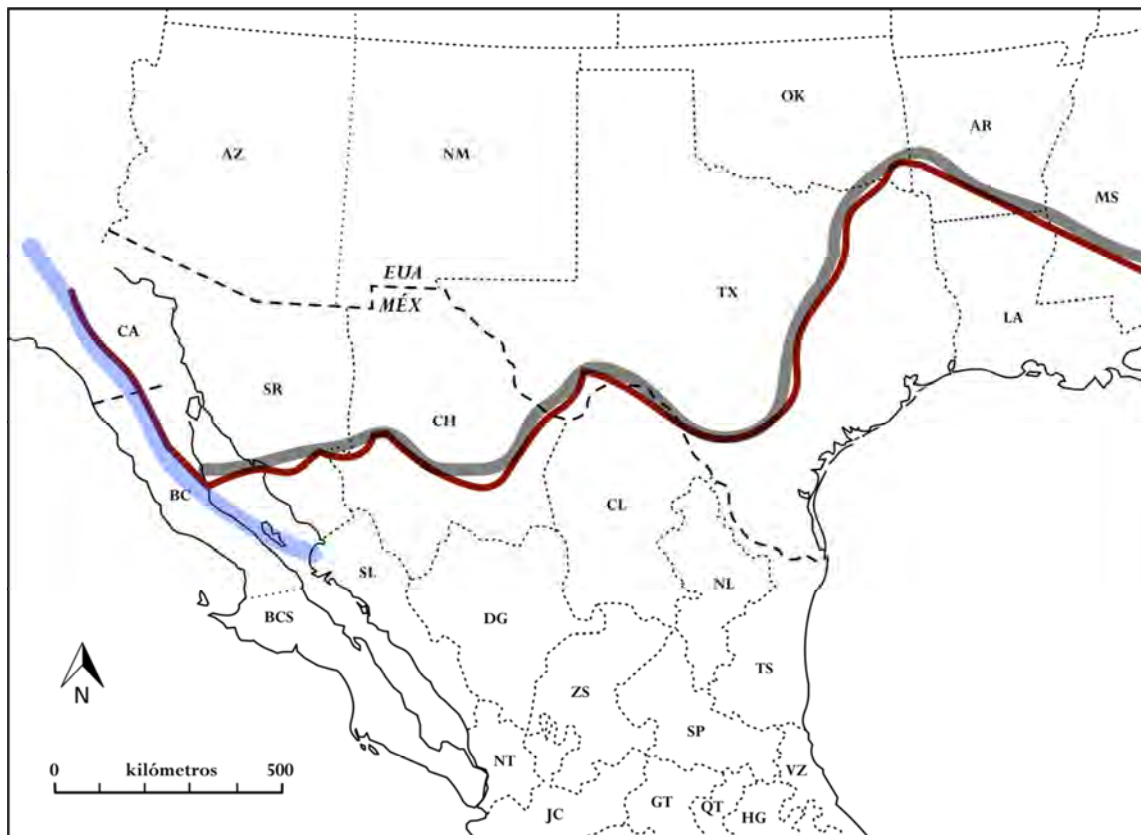
El inicio de la subducción tiene que obedecer a un mecanismo tectónico<sup>5</sup>, sea éste espontáneo o inducido. La explicación más simple radica en el colapso gravitacional del margen pasivo de forma espontánea. La corteza oceánica era notablemente más antigua que las que forman parte de los principales márgenes pasivos actuales ( $\approx 300$  Ma; *drifting* hace ~570 Ma del margen occidental de Laurencia, inicio de la subducción en Sonora hace ~275 Ma), de forma que su elevada densidad en conjunción con la carga de la cuña sedimentaria (varios kilómetros de espesor) propiciarían la inestabilidad del margen y el hundimiento de la placa oceánica. Sin embargo, en un margen pasivo la importancia del contraste de densidades parece ser un factor secundario y el inicio de la subducción necesita de una fractura previa ([Hynes, 2005](#)). Por lo tanto, la antigüedad de la placa y la carga de la pila sedimentaria supondrían unas condiciones de metaestabilidad propicias para que un campo de esfuerzos externo detonase la subducción.

La coetaneidad entre la culminación de la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora y el comienzo de la subducción en Sonora no parece ser un hecho casual. En un escenario similar al propuesto por [Poole et al. \(2005\)](#), en el que se supone una rotación horaria de Suramérica durante la colisión, se ejercería una deformación transpresiva en Laurencia capaz de reactivar antiguas fallas extensionales de dirección NO-SE que limitaban el margen pasivo ([Fig. 3](#)). Esta situación pudo verse favorecida además por interacciones con los sistemas transcurrentes/convergentes paleozoicos del oeste de EUA y Canadá ([Colpron y Nelson, 2009](#)), que a su vez pudieron prolongarse hacia el sur hasta México como proponen [Lawton et al. \(2017\)](#), pero no de la misma forma que en su modelo SLaB (*Southwestern Laurentian Borderland*) en cuanto a que el límite sinistral que plantean discurre más al norte que las localidades con magmatismo pérmico de Sonora.

---

5. Los factores capaces de inducir la subducción de corteza oceánica no son bien conocidos todavía, pero se baraja una serie de hipótesis, rara vez comprobadas en casos reales. Por un lado hay un factor espontáneo, intrínseco, que es la diferencia lateral de densidades o flotación de la corteza oceánica y del margen pasivo. Pero la densidad de la corteza oceánica por si sola no es capaz de detonar la subducción (e.g., [Hynes, 2005](#); [Afonso et. al., 2007](#)). Algunos de los tipos propuestos son la colisión de un terreno contra un continente provocando la transferencia o el cambio en la polaridad de la zona de subducción, el colapso gravitacional de un margen pasivo (carga por la pila sedimentaria), el colapso de una falla transformante que pone en contacto placas de edades muy diferentes (bajo un campo de esfuerzos compresivo) o causado por una pluma mantélica ([Stern y Gerya, 2017](#)).

---



**Figura 3.** Mapa del sur de Norteamérica, restituido el movimiento cenozoico de Baja California, en el que se marca el frente orogénico Ouachita-Marathon-Sonora en trazo gris, que se adapta al patrón de ruptura de Rodinia del margen sur de Laurentia (línea gruesa roja) (modificado de *Poole et al., 2005*). La línea azul gruesa representa aproximadamente la paleotrinchera del margen convergente pérmico, que se instauraría al final de la orogenia Sonorense.

### 3.4 El margen activo cordillerano: desarrollo del arco, acreción de terrenos y la orogenia Larámide mexicana

La historia geológica del Mesozoico es clave para entender la configuración actual de México. Gran parte del país está formado por rocas de esta era, y sin embargo aún no se han resuelto algunos de los principales eventos tectónicos, especialmente la acreción de los terrenos Alisitos y Guerrero. A continuación una breve introducción a los fundamentales elementos tectono-magmáticos mesozoicos del noreste de México:

- Arco magmático continental cordillerano: como se explicó anteriormente la vida del arco cordillerano se inició en Sonora en el Pérmico. En el Triásico el arco se expandió hacia el norte por California (*Barth et al., 1997*) y hacia el sur atravesando México hasta Chiapas (e.g., *Dickinson y Lawton, 2001*). La actividad del arco fue intermitente a lo largo de su eje, registrándose en el noroeste de Sonora dos parones magmáticos: a los ~220–192 Ma y a los ~146–81 Ma (*Arvizu-Gutiérrez, 2012*). Entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano se formaron

complejos submarinos turbidíticos ricos en productos volcánicos en el trasarco. Son los complejos Bedford Canyon (Gastil, 1993; Wetmore *et al.*, 2003) de California y Baja California norte, las formaciones Zacatecas (Centeno-García y Silva-Romo, 1997) y El Chilar del centro de México (Ortega-Flores *et al.*, 2014), y el complejo Arteaga (Centeno-García, 2005) de Michoacán. Cabe mencionar que durante el Jurásico el arco cordillerano en México central recibe comúnmente el nombre de arco Nazas, y que autores como Martini y Ortega-Gutiérrez (2016) rechazan la interpretación tradicional de arco en zona de supra-subducción y abogan en una interpretación alternativa por ligarlo al *rifting* del Golfo de México durante la apertura del océano Atlántico.

- Arco Alisitos: se trata de un arco volcánico de edad jurásico-cretácico expuesto al sur de la falla de Agua Blanca en el Batolito de las Sierras Peninsulares (BSP). Su continuidad hasta el sur de la Península se ha inferido en base a la geofísica (Langenheim *et al.*, 2014). Por la presencia de intrusivos jurásicos emplazados en el Complejo Ofiolítico de Vizcaíno (incluye las secuencias oceánicas de El Arco-Calmalli) se ha interpretado que este complejo constituye el basamento del arco (Valencia *et al.*, 2006). Perteneciente al mismo complejo, la formación triásica El Coloradito es una pieza clave para entender el origen del arco Alisitos. El Coloradito se ha interpretado como una *mélange* y se han hallado olistostromas con fragmentos de calizas paleozoicas (en base a su fauna de fusulínidos y trilobites) y *chert* con radiolarios triásicos (Boles y Landis, 1984). Otra evidencia que señala un origen continental son los clastos de granitos jurásicos con edades modelo de Pb mesoproterozoicas incorporados en los sedimentos vulcanogénicos de las formaciones Eugenia y Perforada de la península de Vizcaíno (Kimbrough *et al.*, 1987). Por otro lado, en el Complejo Ofiolítico de Vizcaíno se ha podido fechar en 221 Ma un gabro de una ofiolita que descansa por contacto tectónico sobre una secuencia de esquistos azules (Kimbrough y Moore, 2003).

La colisión del arco contra México continental se produjo entre 113–103 Ma (Schmidt *et al.*, 2014) y fue acompañado por el desarrollo de un extenso magmatismo (plutones “La Posta”) y metamorfismo. Recientemente se ha podido fechar el pico de las condiciones metamórficas del complejo Sonobari en la costa norte de Sinaloa entre ~93 y 89 Ma, coincidente con el evento colisional de las Sierras Peninsulares (Vega-Granillo *et al.*, 2017; Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2018).

- Arco Santiago Peak: las rocas volcánicas cretácicas de Santiago Peak afloran en el BSP al norte de la falla de Agua Blanca, aunque Morgan *et al.* (2005) apuntan su presencia notablemente más al sur en Bahía de los Ángeles. El vulcanismo subaéreo del arco se desarrolla sobre el Complejo Bedford Canyon (Triásico tardío-Jurásico temprano). En la formación Vallecitos, incluida en este complejo, se han encontrado bloques olistostrómicos ordovícicos del mio-geoclinal de Norteamérica (Lothringer, 1993; Gehrels *et al.*, 2002). También en el mismo complejo, el Esquisto Julián del condado de San Diego (California) es intruido por el gneis Harper Creek fechado en 156 Ma (Girty *et al.*, 1993) y entre los volcanoclásticos de la parte central del mismo condado hay registro de magmatismo del jurásico medio (~152 Ma; Anderson, 1991).

La colisión de Santiago Peak contra Norteamérica es coetánea a la del arco Alisitos, y como se verá a continuación también a la del terreno Guerrero. En base al estudio de circones detri-

ticos en unidades cretácicas intra-arco en Santiago Peak y Alisitos se ha podido establecer que ambos se encontraban fuera del influjo del continente hasta los 110 Ma (Alsleben *et al.*, 2012).

- **Terreno Guerrero:** ocupa una parte importante del territorio continental occidental de México e incluye varios terrenos o subterrenos, de ahí que también reciba el calificativo de superterreno. Se ha interpretado como un arco marginal jurásico tardío-cretácico desarrollado sobre un zócalo triásico (complejo Arteaga), acompañado por la formación en el retro-arco de la cuenca de Arperos (e.g., Centeno-García, 2008; Martini *et al.*, 2011). Recientemente Boschman *et al.* (2017) en un estudio de paleomagnetismo en rocas sedimentarias de Guerrero, no más antiguas que el Aptiense, desvelan que las rocas del arco y Norteamérica siguieron el mismo movimiento latitudinal antes y después de la colisión, de lo que se deduce que la hipótesis del arco marginal es válida, al menos a partir del Aptiense.

La presencia de basaltos tipo MORB cretácicos (Freydier *et al.*, 1996) y depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos (Mortensen *et al.*, 2008) evidencian la oceanización de la cuenca de Arperos en el inicio del Cretácico. La convergencia entre Guerrero y el continente provocó que se formara en la cuenca oceánica una zona de subducción de vergencia oeste (Fitz-Díaz *et al.*, 2017). La acreción a México del terreno Guerrero aconteció finalmente en el Cenomaniense (Martini *et al.*, 2014).

#### • **Acreción de los terrenos Alisitos y Guerrero**

El inicio de la subducción y el arco cordillerano tuvo lugar en tiempos del Pérmico. Arvizu e Iriando (2015) distinguen deformación compresiva del Permo-Trias en los granitoides pérmicos de Sierra Los Tanques, en el noroeste de Sonora. Teniendo en cuenta que la placa oceánica en un primer momento era muy antigua y por consiguiente densa y rígida, se puede relacionar la deformación reportada con un inicio de la subducción con bajo ángulo, lo que posibilitaría cierto grado de acoplamiento con la placa continental superior y resultaría en el régimen compresivo observado en el arco (Fig. 4A).

Es fundamental integrar la geología de Baja California con la del México continental y el resto de Norteamérica, es decir, con el arco cordillerano y con el terreno Guerrero. Muchos modelos tectónicos de Baja California abogan por el origen intraoceánico del arco Alisitos (e.g., Beggs, 1983; Johnson *et al.*, 1999) o como arco marginal (e.g., Gastil *et al.*, 1975; Todd *et al.*, 1988; Griffith y Hoobs, 1993; Busby *et al.*, 1988). Para los autores partidarios de la segunda opción el *rifting* que habría dado lugar al proto-Alisitos ocurriría en el Jurásico.

Los materiales detríticos alóctonos –respecto al resto de Baja California– encontrados en secuencias sedimentarias de la isla de Cedros y cabo Vizcaíno (Boles y Landis, 1984; Kimbrough *et al.*, 1987) pudieron provenir del continente Norteamericano, y de esta forma se favorecería la hipótesis que sitúa a Alisitos como un arco marginal. En ese caso se puede presuponer que tras el inicio de la subducción con bajo ángulo y compresión en el arco, la placa oceánica pudo ir venciendo su inicial rigidez, por calentamiento según se adentraba en el manto y posibles fracturas subparalelas a la trinchera, y el ángulo de la subducción cambió a ser muy elevado posibilitando el fenómeno de *roll-back*.

De esta forma, y quizás anteriormente a lo que se había concebido, la retracción del *slab* causó una fuerte extensión en la región de ante-arco, que finalmente derivó en la ruptura y separación de proto-Alisitos respecto al continente (Fig. 4B). Atendiendo al parón magmático de ~220–192 Ma registrado en el noroeste de Sonora (Arvizu-Gutiérrez, 2012), el evento de *rifting* podría haberse producido hace ~220 Ma en la región. Parte de las rocas expuestas en el Complejo Ofiolítico de Vizcaíno (e.g., formaciones El Coloradito, Eugenia, Perforada) habrían sido distanciadas del margen occidental de Norteamérica durante este evento, y sería este complejo parte del sustrato donde se desarrollaría el arco marginal de acuerdo a Valencia *et al.* (2006).

El *rifting* de ante-arco ocasionaría la apertura de un océano de dimensiones desconocidas, que desde aquí se propone denominarlo como Mezcalera, aunque difiere del concepto original de Dickinson y Lawton (2001). No hay sin embargo evidencias reportadas de esta placa, por lo que podría pensarse que Alisitos en realidad es parte del superterreno Guerrero, interpretado también como arco marginal, pero que sí que posee evidencias de rocas oceánicas que atestigüen su distanciamiento del continente.

En el hipotético contexto de un arco Alisitos independiente de Guerrero, en base a criterios como la diferente respuesta geofísica de la parte occidental del Batolito de las Sierras Peninsulares (BSP) (Langenheim *et al.*, 2014), y descartando que el magmatismo del Jurásico inferior del noroeste de México y suroeste de EUA estuviera relacionado con la apertura del Golfo de México, se puede presuponer que en este tiempo (~192 Ma en Sonora) la placa Mezcalera comenzó a subducir bajo el continente de Norteamérica y se reactivó el arco cordillerano (Fig. 4C). Mientras tanto, en el Paleo-Pacífico se desarrollaba otro margen activo, al menos tan antiguo como del Jurásico medio, atestiguado por el pórfido El Arco de edad ~165 Ma (Valencia *et al.*, 2006) y otras rocas plutónicas en el rango de edades de ~165–135 Ma (Kimbrough y Moore, 2003). El arco jurásico-cretácico Alisitos se desarrollaría en este modelo alternativo por la subducción de la placa Farallón, que es la placa que intervendría también en la etapa inicial del arco cordillerano, y retomaría su actividad bajo el continente a partir del Cretácico superior.

Para explicar la formación de gneises graníticos jurásicos (~160–170 Ma) en Baja California, que han sido interpretados como el producto de mezcla de fundidos juveniles del manto, metaígneos de arco y metasedimentarios de posible origen pericratonal (Shaw *et al.*, 2003), Schmidt *et al.* (2014) barajan la posibilidad de la llegada de una dorsal oceánica o transformante a la zona de subducción del arco Alisitos. Este evento podría haber ejercido un campo de esfuerzos compresivos lejano y relacionarse con el origen de la subducción dentro de la placa Mezcalera en tiempos del Jurásico inferior, que derivaría en el movimiento relativo hacia el este de Alisitos respecto al continente.

En el Jurásico tardío se registra un evento extensional generalizado en México, probablemente fruto de la conjunción de dos factores: el *roll-back* del *slab* de la hipotética Mezcalera (corteza oceánica muy joven, caliente y plástica), o la placa oceánica correspondiente bajo otros modelos, y fuerzas involucradas en la ruptura de Pangea (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016). En el retro-arco en la región noroeste de México se formaron las grandes cuencas de Bisbee, Altar-Cucurpe y Chihuahua, englobadas en el sistema Border Rift de Lawton y Dickinson (1999). La extensión se concentró en el ante-arco, e igual que pudo haber ocurrido previamente en el Triásico se produjo el *rifting* y la separación de esta parte, que daría lugar al desarrollo del terreno Guerrero y la cuenca de Arperos (e.g., Centeno-García, 2008; Centeno-García *et al.*, 2011; Martini *et al.*, 2011) (Fig.



4D). Este evento coincidió en el noroeste de Sonora con el parón magmático registrado en a los ~146–81 Ma.

Las similitudes en el basamento del terreno Guerrero y el arco Santiago Peak (complejos Artega y Bedford Canyon respectivamente) y correlaciones cronológicas entre los eventos fundamentales que afectan a ambos permiten establecer que Santiago Peak forma parte del súper-terreno Guerrero. De este modo, y según el escenario alternativo antes expuesto, puede sugerirse que mientras se producía la separación del terreno Guerrero-Santiago Peak del continente durante el Cretácico inferior, la placa Mezcalera se consumía rápidamente y el arco Alisitos se aproximaba. Esta circunstancia inevitablemente derivaría en la colisión entre los arcos Alisitos y Guerrero-Santiago Peak en algún momento del Cretácico inferior. Schmidt y Paterson (2002) y Peña-Alonso *et al.* (2015) reportan una fase compresiva previa a la acreción de Norteamérica que podría ser la que registrase la colisión pronosticada. Los primeros autores sitúan el evento deformacional en la mitad sur del estado de Baja California tan pronto como hace ~130 Ma.

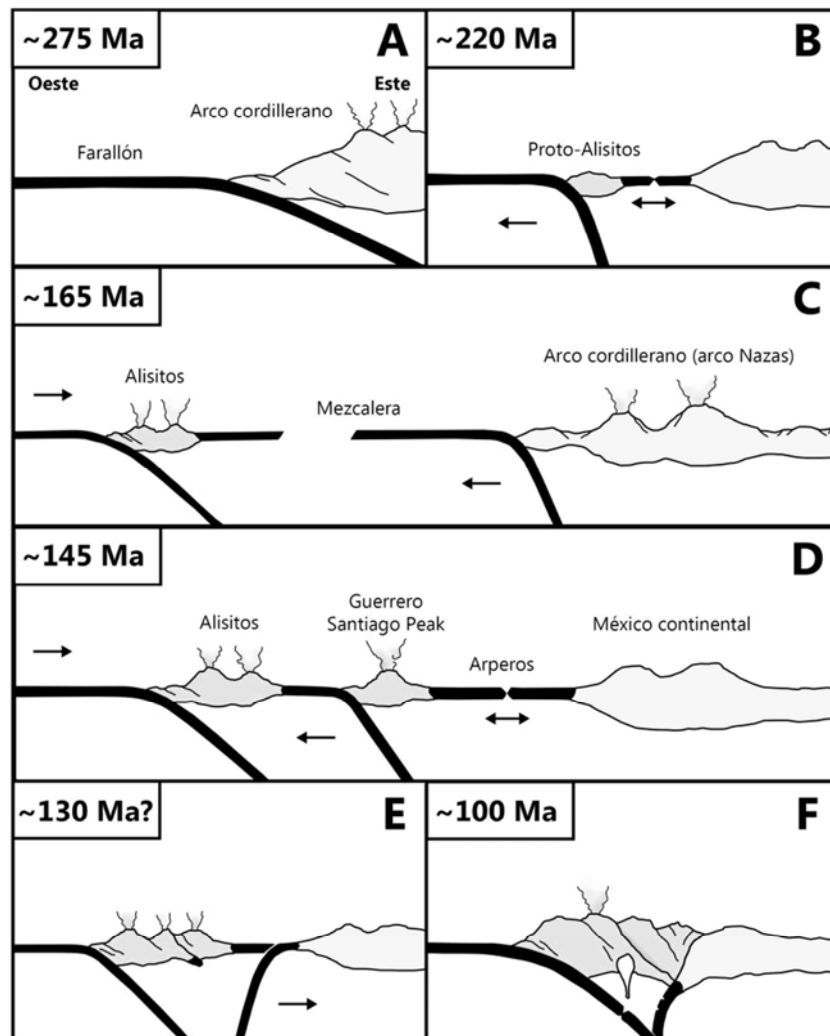
Esta colisión entre los arcos supondría la extinción de la placa Mezcalera y el desarrollo de una sutura de buzamiento este y estructuras compresivas de vergencia oeste que se reactivarían en el próximo evento acrecional. De la misma forma, mientras que el *slab* de Mezcalera se desprendería durante la colisión, los esfuerzos compresivos se transmitirían hacia el este activando la subducción en la placa de Arperos (Fig. 4E).

Todos los modelos tectónicos de Baja California invocan a una subducción de buzamiento este previa a la colisión final de los arcos hace ~100 Ma (e.g., Busby *et al.*, 1988; Johnson *et al.*, 1999; Wetmore *et al.*, 2002), sin embargo, Fitz-Díaz *et al.* (2017) sugieren que la acreción de Guerrero sobrevendría con una subducción de la placa Arperos de vergencia opuesta. Esta subducción de buzamiento oeste permitiría explicar por qué no hay magmatismo coetáneo de arco en el continente y a su vez conciliaría la evolución de Alisitos, Santiago Peak y Guerrero.

Finalmente entre el Albiense y Cenomaniense se produjo la colisión última contra Norteamérica y la acreción del terreno compuesto Alisitos-Guerrero (e.g., Alsleben *et al.*, 2014). El *slab* de Arperos se hubo de combar y desprender ante el empuje de Farallón, que como se mencionó anteriormente continuaría con la subducción del arco cordillerano hasta el Cenozoico (Fig. 4F).

#### • **Orogenia Larámide mexicana**

La orogenia Larámide se desarrolló a lo largo del margen occidental de Norteamérica, desde Canadá hasta Honduras, como recientemente proponen Molina-Garza *et al.* (2017). Es el último gran evento tectónico mesozoico y con el que se inaugura el Cenozoico, transcurriendo en México entre los ~80–40 Ma. Sus resultados son bien visibles pero sus causas no son bien conocidas todavía y se han propuesto numerosos modelos para explicarla. La ausencia de terrenos acrecionales en este tiempo permite descartar cualquier hipótesis colisional, y el mecanismo se ajusta a la interacción entre la placa Farallón y la de Norteamérica.



**Figura 4.** Evolución de la formación y acreción de los terrenos Alisitos y Guerrero durante el Mesozoico. Explicación en el texto.

El modelo propuesto más extendido es el de *flat-slab* (“*slab* plano”), desarrollado originalmente para explicar la orogenia Larámide en EUA, pero que falla para explicar este evento de escala continental fuera de sus fronteras o incluso en partes marginales de EUA (English y Johnston, 2004). A pesar de ello se ha tratado de extrapolar este mecanismo a México, aun cuando las evidencias geológicas no lo soportan sólidamente. Igual que en otros casos, las hipótesis desarrolladas en los vecinos EUA han influenciado y condicionado notablemente la corriente de pensamiento mexicana.

Mientras que en un sector de EUA (bajo el *plateau* del Colorado y al norte de éste) el *slab* de Farallón se horizontalizó provocando la orogenia Larámide *sensu stricto*, a sus márgenes el *slab* se segmentó (Saaleby, 2003). Se especula que las causas últimas de la orogenia, responsables de la horizontalización del *slab* en EUA, sean: (1) mayor convergencia por el aumento del movimiento relativo hacia el oeste de Norteamérica, (2) incremento en la fuerza de succión del *slab* al pasar

bajo el grueso *plateau* del Colorado, y (3) subducción de un *plateau* oceánico (Shatsky Rise) (Liu y Currie, 2016).

En el noroeste de México no se ha estudiado profusamente la deformación asociada a la orogénea Larámide. Los trabajos a este respecto generalmente han tendido hacia lo local o regional, de la misma forma que la posterior deformación extensional cenozoica. Esta complejidad estructural y la falta de un número elevado de estudios en esta dirección dificultan la interpretación de la orogénea Larámide en el noroeste de México. Pese a ello, Calmus *et al.* (2011) identifican tres dominios estructurales con estilos tectónicos diferentes en Sonora: (1) dominio noroccidental con estructuras con deformación predominantemente dúctiles, debido a mayor grado de exhumación según los autores; (2) dominio central caracterizado por deformación de tipo piel gruesa; y (3) dominio oriental que combina deformación de piel gruesa y fina.

A continuación se presentan algunas características del orógeno en el sector nororiental de México que constituyen evidencias ineludibles y son necesarias para comprender los mecanismos tectónicos que actúan en este importante evento:

- Migración del arco: se ha propuesto la migración hacia el este del arco cordillerano en tiempos larámides (e.g., Valencia-Moreno *et al.*, 2006; Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011), sin embargo, es una migración parcial en cuanto a que el arco amplía ostensiblemente su extensión hacia el este en el Cretácico superior pero no abandona las áreas costeras (actuales) hasta el Paleoceno. La expansión del magmatismo es incongruente con un *slab* horizontalizado y acoplado a la placa continental. Como ya se ha propuesto anteriormente (e.g., Roldán-Quintana *et al.*, 2009), la geometría del *slab* capaz de generar un arco tan amplio tuvo que ser de bajo ángulo.
- Mineralizaciones de oro orogénico: este tipo de manifestaciones de fluidos hidrotermales metamórficos profundos, formadores de vetas emplazadas en sistemas de fallas inversas en la zona de transición frágil-dúctil de la corteza continental (aproximadamente entre 7 y 20 km, muy variable), evidencian un proceso orogénico y requieren evidentemente de una gran exhumación posterior. Por ello, las mineralizaciones de oro orogénico de Sonora a lo largo de un cinturón dispuesto en gran parte sobre basamento de tipo Yavapai constituyen un elemento más a tener en cuenta en la elaboración de un modelo satisfactorio. Izaguirre *et al.* (2017) fechan las vetas del cinturón obteniendo un rango de edades comprendido entre 69–36 Ma, con el pico de la mineralización a los ~61 Ma (parón magmático corto). Además, observan en algunos puntos rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (~25–22 Ma) descansando sobre la mineralización, sugiriendo una alta tasa de exhumación. Los mismos autores ponen de manifiesto la exhumación diferencial entre el cinturón de oro orogénico y el colindante cinturón de pórfidos cupríferos del noroeste de México y suroeste de EUA.
- Extensión de la deformación: la deformación Larámide mexicana se extiende hacia el este aproximadamente 1,000 km. Mientras que el BSP se comporta prácticamente como un bloque rígido, en Sonora la deformación es una combinación de tipo piel gruesa y fina, y hacia el este predomina la de tipo piel fina (Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Hay que destacar que el grosor cortical de las Sierras Peninsulares se estima en aproximadamente 40 km (Persaud *et al.* 2007), profundidad que tendría que salvar el *slab* de Farallón antes de adentrarse bajo el continente,



y además que su corteza es esencialmente máfica y por lo tanto más resistente mecánicamente a la deformación, lo que podría explicar el comportamiento como un bloque rígido del BSP (Langenheim *et al.*, 2014). Por otro lado, el arco en Sonora está construido sobre el basamento paleoproterozoico, del que no se conoce la disposición de sus suturas. Las geometrías de los límites entre las provincias Mojave-Yavapai y Yavapai-Mazatzal son enigmáticas tanto en México como en EUA. En el caso de la sutura Mojave-Yavapai, atendiendo al modelo propuesto por Duebendorfer (2015) Yavapai cabalgaría sobre Mojavia, sin embargo Holland *et al.* (2015) describen una sutura entre ambas provincias buzando hacia el oeste en el Gran Cañón (Arizona). En cuanto al límite entre las provincias Yavapai y Mazatzal hay que contemplar dos escenarios: Mazatzal como un complejo de arcos de islas exótico, constituyendo un superterreno que colisionaría durante la orogenia Mazatzal; o bien como un arco magmático continental, con eventos de ruptura por *rifting* (retro-, intra-, trasarco) y posteriores re-acreciones con limitada intervención de terrenos exóticos, donde la orogenia Mazatzal podría ser el resultado de la compresión ejercida por la horizontalización o el bajo ángulo del *slab*. En el primer escenario la vergencia de la sutura no se puede predecir con la información disponible, mientras que en el segundo en profundidad prevalecería una sutura con buzamiento hacia el oeste (ángulo del *slab*) y en el propio arco sería factible el desarrollo de estructuras compresivas de igual vergencia pero prácticamente ortogonales, aunque no se puede descartar fallamiento inverso de vergencia este. El modelo preferido es el de una sutura entre Yavapai y Mazatzal de buzamiento oeste, que actuaría como un enorme *detachment* y la corteza débil de Yavapai<sup>6</sup> como una cuña orogénica extruiría hacia el este principalmente.

Recientemente Izaguirre *et al.* (2017) proponen un encuadre tectónico de las mineralizaciones de oro orogénico larámides del noroeste de México y suroeste de EUA, que componen el cinturón de oro orogénico de Caborca (COOC). Estos autores adoptan el modelo de extensión sinconvergente de Wells y Hoisch (2008), y señalan que el engrosamiento cortical orogénico en el arco fue acompañado de delaminación cortical local con el consiguiente efecto de rebote isostático e irrupción de nueva astenosfera bajo el arco, que alimentaría el profuso magmatismo, mientras que en la región de antearco abandonada (migración hacia el este del arco) predominarían los esfuerzos extensionales y es donde se emplazarían las vetas de oro orogénico. Este modelo presenta varios problemas, tales como que las mineralizaciones de oro orogénico se emplazan en estructuras compresionales (e.g., en cabalgamientos en el área de Quitovac; Iriando *et al.*, 2005) y no en fallas normales transcorticales como las que invocan, y que hasta la fecha no se han reconocido en la región, o la nula influencia del Batolito de las Sierras Peninsulares (BSP) en la deformación orogénica.

---

6. Con el fin de simplificar el modelo se ha optado por señalar a la provincia Yavapai como una suerte de bloque independiente que cabalgaría sobre la provincia Mazatzal. No obstante, como ya se señaló anteriormente, ambas provincias no necesariamente presentan un límite claro y aunque lo hiciesen se desconoce el comportamiento ante la deformación de tal sutura. De hecho el magmatismo mesoproterozoico pudo haber sellado eficazmente la sutura y que ante un esfuerzo el fracturamiento se produzca a favor de zonas aledañas más débiles. Es probable por lo tanto que en los grandes cabalgamientos participen varias provincias, aunque con preferencia por Yavapai.

---

En este texto se ofrece una versión alternativa del anterior modelo que trata de corregir sus deficiencias. A destacar la importancia del BSP como un elemento trascendental y que es responsable junto a otros factores de la geometría del orógeno en este sector de México, y que ha sido despreciado sistemáticamente en todos los modelos previos de los que se tienen constancia.

Primeramente, como ya refirió anteriormente la subducción era de bajo ángulo, provocando la expansión y relativa migración hacia el este del arco, liberando a su vez fluidos que hidratarían la corteza y avivarían el magmatismo (Fig. 5A). Ante la convergencia oblicua de las placas Farallón y Norteamérica se pudo haber particionado la deformación parcialmente con transtensión dextral en la plataforma continental (trasarco), ligera rotación horaria del BSP (actuaría como un “*indentor*”) y compresión oblicua en el arco con desarrollo de fallas inversas de dirección principal NO y desgarros dextrales NNO.

La corteza del arco hidratada y calentada por el voluminoso magmatismo fue engrosada y se deformó con mayor facilidad bajo el régimen compresivo impuesto. La acción del BSP como un bloque *indentor* parece ser fundamental para explicar el sobre-engrosamiento del orógeno en el noroeste de Sonora y la formación de una cuña orogénica con niveles de *detachment* emplazados junto o en antiguas suturas. Ante el aumento de las condiciones de P-T la corteza inferior se metamorfizaría a facies de granulitas/eclogitas coincidiendo con el pico de la mineralización a los ~61 Ma y el parón magmático sincrónico. El aislamiento de la corteza por su granulitización/eclogitización tendría dos efectos: inhibir el magmatismo y liberar mediante reacciones programadas de metamorfismo los fluidos necesarios para generar las vetas orogénicas (Fig. 5B).

La delaminación litosférica de la corteza inferior granulitizada/eclogitizada permitiría reactivar el magmatismo (pudo ocurrir en varios pulsos, a diferentes escalas), mientras que el efecto consiguiente de rebote isostático favorecería el flujo dúctil en la corteza inferior y la aparición de fallas extensionales en los primeros kilómetros de corteza, responsables en conjunto de la exhumación<sup>7</sup> observada y de las mineralizaciones de pórfidos cupríferos (Fig. 5C). El fallamiento extensional sintectónico ocurriría en la región intra-arco por dos mecanismos diferentes: colapso gravitacional de la corteza Yavapai sobre-engrosada (fallamiento extensional somero) y hundimiento litostático de la corteza Mazatzal occidental por la carga ejercida por la primera (fallamiento extensional y transtensional más profundo; formación de pórfidos cupríferos). Finalmente, ante una menor tasa de convergencia y por el aumento de densidad de la placa Farallón tras su deshidratación el ángulo de subducción aumentó y cesó la orogenia.

En el retroarco la deformación se transfirió hacia el este reactivando antiguas fallas del basamento e invirtiendo cuencas sedimentarias (tectónica de “piel fina” y “piel gruesa”). Los esfuerzos compresivos en el paleomargen jurásico del Golfo de México encontraron en los potentes niveles de evaporitas basales y otras formaciones lutíticas excelentes niveles de despegue capaces de propagar la deformación de tipo “piel fina” cientos de kilómetros más al este. Esta tectónica salina (no solo salina, “lutítica” también), observada en muchas partes del mundo (e.g., papel de las facies tri-

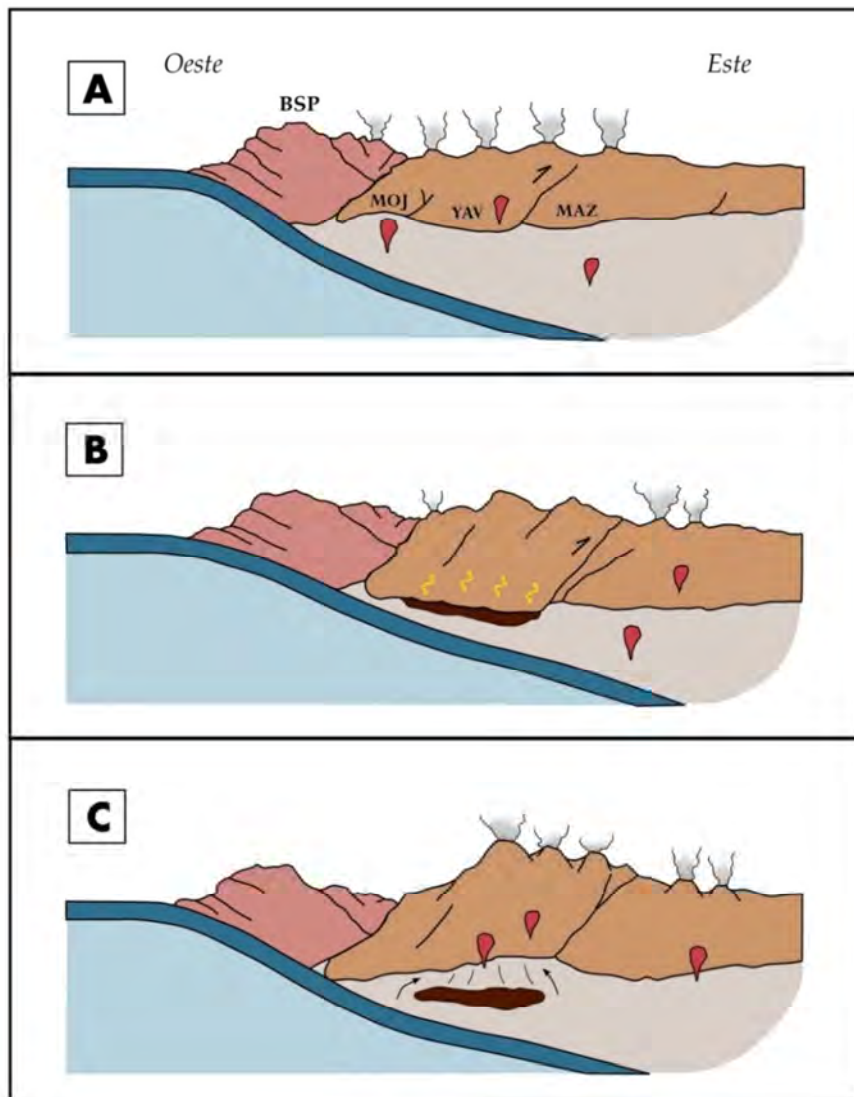
---

7. La alta tasa de exhumación que experimentó la corteza del noroeste de Sonora y suroeste de Arizona parece estar condicionada por el mecanismo de colapso gravitacional del orógeno Larámide. La delaminación de la parte basal de la corteza implica un rápido rebote isostático que es posteriormente ralentizado, pero no frenado, con la incorporación de productos magmáticos. La nueva corteza formada es menos densa que la anterior y la exhumación continúa hasta alcanzar el equilibrio isostático.

---

ásicas Keuper y de los niveles lutíticos del Cretácico inferior en la cuenca Vasco-Cantábrica en España), en conjunción con el papel de la arquitectura de las cuencas sedimentarias (Fitz-Díaz *et al.*, 2011 y 2012) parecen haber determinado el estilo estructural de la orogenia Larámide en el margen oriental mexicano.

El modelo se puede completar al norte con la aportación de Valencia-Moreno *et al.* (2017), que proponen que la formación del “gran cluster” de los pórfidos cupríferos de Arizona, Sonora y Nuevo México está ligado a un desgarro en la placa Farallón entre su segmento sub-horizontal al norte y el de bajo ángulo al sur, creando un espacio abierto entre ambos segmentos que alimentaría el magmatismo responsable de esos pórfidos.



**Figura 5.** Mecanismo de la orogenia Larámide en el sector noroeste de México; explicación en el texto. BSP: Batolito de las Sierras Peninsulares; MOJ: provincia cortical Mojave; YAV: provincia cortical Yavapai; MAZ: provincia cortical Mazatzal.

### 3.5 La extensión cenozoica: desde el inicio del *rifting* hasta la apertura del Golfo de California

Los últimos 40 Ma de años de la evolución tectónica del noroeste de México corresponden a un evento extensional que comprende la formación de la provincia *Basin and Range* (sierras y valles paralelos) y la apertura del Golfo de California (Henry y Aranda-Gómez, 2000). La subducción de la placa Farallón cesó hace ~12.5 Ma (Atwater y Stock, 1998) cuando la dorsal del Pacífico Oriental alcanzó la trinchera de forma oblicua. El movimiento relativo entre las placas del Pacífico y de Norteamérica se modificó ocasionándose el acoplamiento de la primera con la corteza de la Alta y la Baja California, que provoca desde entonces la ruptura de la península según un sistema de fallas transcurrentes dextrales en la cabecera del Golfo de California (sistema de falla de San Andrés) y otros sistema similar en la plataforma continental pacífica (Tosco-Abrejos-San Benito).

Existen dos visiones enfrentadas, por un lado los que atribuyen el magmatismo hasta los ~12.5 Ma al ocaso del arco cordillerano y quienes suscriben que el magmatismo es un proceso de *rifting* sólo indirectamente relacionado con la actividad de la placa Farallón. El modelo que se va a exponer a continuación pertenece a la segunda corriente de pensamiento y es el propuesto por Ferrari *et al.* (2017), que parte de la configuración del océano Pacífico desde el Cretácico superior hasta la actualidad según Wright *et al.* (2016).

La visión de Ferrari y sus colaboradores incide en que el *rift* del Golfo de California se divide en una primera fase de *rifting* en “modo ancho”, correspondiente al *Basin and Range* y desarrollada de forma principalmente ortogonal que produciría una extensión este-oeste de ~250 km, y a partir de los ~12.5 Ma la segunda fase de *rifting* en “modo estrecho”, con la consiguiente concentración de la deformación en la región actual del Golfo de California y una separación norte-sur de ~300 km por transtensión, incluyendo la oceanización incipiente en el mar de Cortés. Estos autores esgrimen que de acuerdo a la incursión hace ~50–40 Ma del límite entre las placas Farallón y Vancouver sobre el noroeste de México y suroeste de EUA se habría producido un *slab window* bajo esta región, facilitando el ascenso de magmas que detonarían el *flare-up* ignimbrítico del Oligoceno-Mioceno de la Sierra Madre Occidental y sus equivalentes en EUA, además del magmatismo eoceno alcalino del noreste de México.

Por último, en Sonora durante el Cuaternario surgieron dos importantes campos volcánicos de magmas basálticos alcalinos: El Pinacate y Moctezuma. Ambos están localizados probablemente sobre importantes accidentes corticales, en el caso de El Pinacate en alguna estructura dentro de la zona de debilidad cortical de Yavapai (Iriondo y Premo, 2011) y en el de Moctezuma en el sistema de fallas que limita al este la cuenca homónima (Paz-Moreno *et al.*, 2003).

### 3.6 Discusión y conclusiones

En este trabajo se ha construido una historia sobre la evolución tectónica completa del noroeste de México atendiendo a los principales eventos registrados dentro y fuera de este territorio, muchos de ellos muy poco comprendidos. En ocasiones se han propuesto modelos nuevos con la finalidad de explicar el origen y/o desarrollo de algunos de los eventos tectónicos problemáticos en concordancia con evidencias que se estiman de gran peso. A continuación se discuten los espec-

tos más confusos pero trascendentales para entender la evolución geológica de esta parte de Norteamérica.

### · *Precámbrico*

Mojavia, o provincia cortical Mojave, probablemente sea el elemento más enigmático del rompecabezas del suroeste de Laurentia durante el Proterozoico. Se ha especulado que pudo haberse tratado de un microcontinente (e.g., [Condie, 1992](#)) y que parte está compuesto por rocas arcaicas, que no afloran o no han sido encontradas hasta ahora (e.g., [Whitmeyer y Karlstrom, 2007](#)). No obstante, las rocas supracorticales más antiguas corresponden a unas posibles metariolitas de al menos ~2.3 Ga expuestas en las montañas Turtle de California ([Wooden y Miller, 1990](#)), de forma que si el protolito inferido es correcto y el fechamiento válido –hubo problemas de pérdida de Pb y se tuvo en cuenta la edad Pb-Pb para dar una edad mínima– tuvo que existir obviamente un basamento más antiguo, pudiendo ser arcaico. Cuando se formó Rodinia en el Neoproterozoico se considera que Mojavia estuvo amalgamada al oeste con un continente desconocido (hipótesis SWEAT, AUSWUS, etc.). Sin embargo, de las fases de deformación que registran las rocas de esta provincia ninguna se ha asociado con la orogenia que debió tener lugar según este modelo, lo que hace sospechar que Mojavia era parte de un continente mayor que probablemente se acrecionó a Laurentia durante el desarrollo de otro supercontinente, Nuna o también llamado Columbia.

La particular distribución y geometría de Mojavia podría ser explicada más fácilmente por este último modelo. La provincia se propuso originalmente para agrupar a las rocas de características geocronológicas e isotópicas similares del desierto de Mojave (California), que son las que autores como [Nelson \*et al.\* \(2011\)](#) defienden como las únicas que inequívocamente representan a Mojavia. Posteriormente se desarrolló el concepto de zona de transición Mojave-Yavapai y se sugirió incorporar el complejo Bámuri de Sonora a esta provincia cortical. Entre los afloramientos de Sonora y los de California hay cientos de kilómetros de separación, y no puede asegurarse con los datos actuales que exista una verdadera continuidad entre ambos. Exista o no tal prolongación, el adelgazamiento o desaparición de la provincia coincidente con la curvatura de la provincia Yavapai (doble oroclinal de [Iriondo y Premo, 2011](#)) supone una geometría “extraña” para un microcontinente solitario. Mojavia podría haber sido un terreno o conjunto de bloques periféricos del continente que colisionaría contra Laurentia en tiempos del Proterozoico, ya sea durante la formación de Nuna o durante una etapa acrecional intermedia enmarcada en el ensamblaje de Rodinia, y que finalmente durante la ruptura de Rodinia se habrían desprendido definitivamente de su continente nativo. Algunos autores proponen que el extenso magmatismo mesoproterozoico esté causado por la ruptura de Nuna (e.g., [Zhang \*et al.\*, 2012](#)), por lo que la separación podría haberse producido en ese momento. Sin embargo, excepto que el extremo suroccidental de Laurentia no hubiese vuelto a experimentar la amalgama con otro continente, surgiría nuevamente el problema de explicar una orogenia colisional no observada todavía.

Otra cuestión discutible es si se produjo antes la acreción de Mojavia al cratón de Wyoming y posteriormente la de Yavapai durante la orogenia Ivanpah-Yavapai, o si ocurrió al revés. La primera opción parece tener más peso, aunque no hay consenso absoluto entre los principales investigadores que trabajan en la reconstrucción del margen suroeste de Laurentia.



Por otro lado, y como ya se explicó anteriormente en el texto, se desconoce la geometría de la sutura entre las provincias Mojave-Yavapai y entre Yavapai-Mazatzal. La zona de transición Mojave-Yavapai parece sugerir que la segunda cabalgó sobre la primera durante su amalgama en la orogenia Ivanpah-Yavapai, por lo que la sutura tendría un buzamiento hacia el este. El margen continental podría ser pasivo o incluso regionalmente activo con desarrollo de ciclos de separación-acreción de arcos marginales, y a una distancia indeterminada en el océano y por algún motivo también desconocido se habría originado un margen de subducción acompañado por un complejo de arco de islas intraoceánico (Yavapai). La placa oceánica subduciría hacia el este y su consumición habría acabado durante la orogenia Ivanpah-Yavapai. Teniendo en cuenta que en el Paleoproterozoico la temperatura potencial del manto era mayor y por ende también la flotabilidad de un arco de islas joven, parece factible que Yavapai cabalgara sobre Mojavia. Tras la acreción la subducción se habría instaurado en el antiguo retroarco de Yavapai o en el borde oriental de esta provincia con polaridad inversa, favoreciendo el magmatismo de arco en Yavapai y Mojave y los procesos tectónicos que se desarrollarían a continuación.

La presencia de ofiolitas (ofiolita Payson; [Dann, 2004](#)), sulfuros masivos vulcanogénicos (distrito minero Jerome; [Anderson y Nash, 1972](#)) y otras evidencias de componentes oceánicos dentro de la provincia Yavapai sugieren procesos repetidos de *rifting* tras-, intra- o retroarco, compatibles con un modelo tectónico semejante al de los orógenos acrecionales calientes propuesto por [Collins \(2002a y 2002b\)](#) y que explicaría la gran extensión de la provincia Yavapai.

La provincia Mazatzal pudo tratarse principalmente de un arco magmático continental desarrollado parcialmente sobre corteza Yavapai, en el que habrían actuado mecanismos tectónicos de *rifting*/acreción muy parecidos a los que se proponen para Yavapai. En este caso, la orogenia Mazatzal pudo deberse simplemente a un episodio de horizontalización de la placa subducente, similar a la orogenia Larámide. Este margen convergente pudo haber sido muy longevo hasta su extinción durante la orogenia Grenvilliana.

Para finalizar la discusión sobre el Precámbrico cabe señalar la poca comprensión que se tiene sobre los ciclos de supercontinentes anteriores al último de Pangea. Parece una incongruencia que en el ocaso de Rodinia, incluso durante su ruptura, se desarrollaran grandes ciclos orogénicos como el Pan-Africano (~870 a ~550 Ma; [Kröner y Stern, 2005](#)) y el Cadomiense (~590 a ~500 Ma; [Linnemann et al., 2008](#)). Algunos autores señalan la necesidad de rescatar e incluir en los modelos tectónicos el supercontinente Pannotia, posterior a Nuna y Rodinia ([Nance y Murphy, 2018](#)), que obligaría a modificar los modelos actuales sobre la formación de Laurentia.

## • **Paleozoico**

La etapa que abarca desde la ruptura de Rodinia hasta la formación de Pangea es aparentemente la que menos actividad tectónica registra. Desde el Neoproterozoico hasta el Carbonífero-Pérmico se estableció un margen pasivo en lo que actualmente son los estados de Sonora y Baja California. No se han podido distinguir eventos remarcables en este lapso de tiempo, quizás por la escasez de afloramientos, falta de estudios o la combinación de ambos.

Determinar el momento de tránsito entre *rifting* a *drifting* en esta región durante la ruptura de Rodinia permitiría conocer la edad de la placa oceánica, pues la edad del inicio de la subducción durante el Pérmico está bien constreñida. Aun así, en base a los datos extrapolados del margen

oeste de EUA la antigüedad de la placa se ha estimado en  $\approx 300$  Ma. Cabe señalar que la edad de la corteza oceánica más antigua en los márgenes pasivos actuales del Pacífico occidental, Atlántico Norte e Índico se remonta al Jurásico (Müller *et al.*, 2008), por lo que sería interesante estudiar las implicaciones en cuanto a la estabilidad y mecanismos de inicio de la subducción en una placa tan longeva. A pesar de la mayor densidad de esta placa y de la potente pila sedimentaria que descansaba sobre su borde no se considera que simplemente el mecanismo de inicio de la subducción pudiera deberse al colapso gravitacional del margen pasivo. El escenario propuesto consiste en un estado de metaestabilidad inicial afectado por un campo de esfuerzos ligado a la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora que finalmente habría detonado la subducción, posiblemente sobre un antiguo sistema de fallas del *rifting* neoproterozoico que bordearía el continente. Otra conclusión importante desprendida del modelo tectónico propuesto es que tal placa se trataría de Farallón.

La deformación compresional registrada en el noroeste Sonora en los granitos del incipiente arco cordillerano, e interpretada como resultante del acoplamiento de la placa oceánica inicialmente muy rígida con la continental, constituye un evento orogénico que pudo haber marcado su imprints en otras rocas pérmicas del arco en el resto de México y su identificación podría ayudar a comprender mejor este episodio tan poco conocido.

#### • *Mesozoico*

Esta etapa inicia con la consolidación del arco cordillerano y un primer evento de *rifting* trasarco por *rollback* de la placa Farallón en tiempos del Triásico, que derivaría finalmente en la formación del arco Alisitos. La mejor prueba de ello son los restos olistostrómicos de calizas paleozoicas del miogeoclinal de Norteamérica encontrados en una *mélange* en la isla de Cedros, que forma parte del complejo ofiolítico de Vizcaíno considerado como el basamento de Alisitos.

Aunque en el modelo de formación y acreción de los arcos Alisitos, Santiago Peak y Guerrero se señalan fases magmáticas y amagmáticas en el arco Cordillerano, conviene aclarar que estas fases son las relacionadas con magmatismo de subducción y que no se descarta que en algunos casos de interrupción del mismo podrían haberse generado otros productos magmáticos relacionados con procesos extensionales.

Uno de los puntos más delicados del modelo propuesto es la colisión entre el arco Alisitos y Santiago Peak, que se considera parte del superterreno Guerrero, previamente a la colisión contra Norteamérica. Es muy improbable que ambos arcos alcanzarían el continente al mismo tiempo y además algunos autores señalan la presencia de un evento de deformación compresivo anterior al de la colisión hace  $\approx 100$  Ma (Schmidt y Paterson, 2002 y Peña-Alonso *et al.*, 2015).

Otro punto discutible es cómo se cerró la cuenca oceánica de Arperos durante el proceso de acreción del arco compuesto Alisitos-Guerrero. Fitz-Díaz *et al.* (2017) abogan por la consunción de esta cuenca mediante una subducción con buzamiento hacia el oeste, con el fin de explicar las estructuras de vergencia hacia el este en torno a la sutura de Guerrero y México continental, cuyo origen achacan a este evento de acreción y no a la orogenia Larámide mexicana. Sin embargo, en todos los modelos tectónicos clásicos sobre la acreción de Alisitos-Santiago Peak la placa subduce bajo Norteamérica (e.g., Busby *et al.*, 1998; Johnson *et al.*, 1999; Wetmore *et al.*, 2003), probablemente únicamente para explicar más fácilmente la vergencia hacia el oeste de los cabalgamientos y estructuras principales en el Batolito de las Sierras Peninsulares (BSP).

En el modelo propuesto en este trabajo se defiende que la colisión inicial entre Alisitos y Santiago Peak-Guerrero produjo la fábrica tectónica de vergencia oeste (recordemos que las placas Farallón y Mezcalera subducían hacia el este) y que este suceso fue el responsable del inicio de la subducción en la cuenca de Arperos. Para consumir el océano sin producir magmatismo en el arco cordillerano y conciliar las evidencias reportadas por otros autores en el terreno Guerrero se opta por la subducción de Arperos hacia el oeste, mientras que la placa Farallón a su vez subducía bajo el arco de islas hacia el este.

Al menos dos perfiles magnetotelúricos realizados en Baja California al norte y sur de la falla de Agua Blanca reflejan en profundidad una geometría en la que puede reconocerse la sutura propuesta. Cortés-Arroyo (2011) presenta un perfil magnetotelúrico desde la cuenca de Ojos Negros hasta Mexicali en el que se aprecia claramente una gran estructura de buzamiento oeste bajo el Escarpe del Golfo en Sierra de Juárez, que se interpreta aquí como un sistema de fallas activo que aprovecha la antigua sutura cretácica y apoya la hipótesis propuesta. Por otro lado, en otro perfil realizado a través de la Sierra de San Pedro Mártir por Pamplona-Pérez (2007) se aprecia nuevamente el contraste entre dos cuerpos de resistividades muy diferentes inclinados hacia el oeste bajo el Escarpe.

Cuando finalmente se produjo la colisión entre Alisitos-Santiago Peak-Guerrero y Norteamérica parte del terreno Santiago Peak que se encontraba adosado a Alisitos fue “canibalizado” por la zona de subducción. A medida que se desarrollaba la acreción se reactivaron las estructuras previas explicando de esta forma la geometría actual. Durante esta colisión los *slabs* de Farallón y Arperos, de vergencia opuesta, chocarían a su vez y el segundo cedería y se desprendería. Futuros estudios que liguen este proceso con el magmatismo coetáneo experimentado en la región han de ser realizados con la finalidad de esclarecer este episodio.

En cuanto a la orogenia Larámide en el noroeste de México se ha expuesto un mecanismo que explicaría la formación de vetas de oro orogénicas y la deformación observada a gran escala, así como algunas estructuras particulares de la siguiente etapa de *Basin&Range*. Este modelo incorpora el juego del BSP como un bloque *indentor* fundamental en la partición de la deformación y capaz de crear una cuña orogénica engrosada junto a su borde oriental, mientras que la tectónica de piel fina podía propagarse casi hasta la costa del Golfo de México gracias a la reactivación de antiguas suturas y la canalización de la deformación en torno a niveles evaporítico-lutíticos.

#### • **Cenozoico**

El Cenozoico apenas supera el 2 % de todo el tiempo del que se tiene registro en Sonora. No obstante el relieve actual se debe a las fuerzas tectónicas imperantes en los últimos millones de años. Algunas de las estructuras recientes se emplazan a favor de otras más antiguas, pero no siempre es evidente qué accidente condicionó a la estructura moderna ni a qué evento se puede circunscribir.

La ralentización del movimiento de la placa Norteamérica hacia el oeste permitió el aumento del ángulo del *slab* de Farallón y el cese de la compresión, para dar paso a la actual etapa distensiva. El colapso gravitacional del orógeno Larámide mexicano marcó la aparición de grandes sistemas de fallas extensionales (etapa *Basin&Range*). La mayor tasa de extensión se produjo en Sonora en aquellos lugares donde se formaron complejos de núcleo metamórfico. Para que se desarrollen

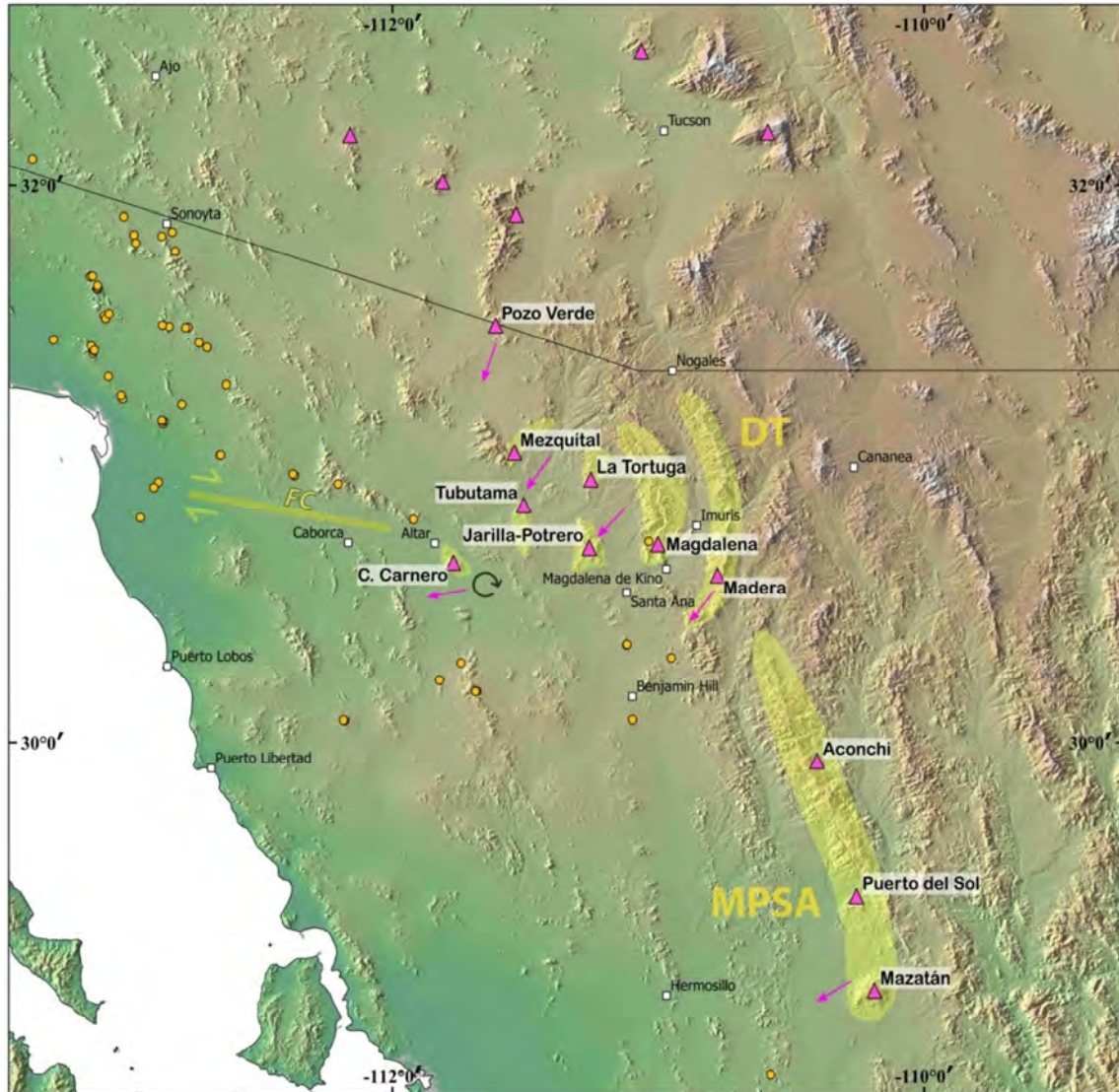


estas estructuras se sugiere la inversión de grandes cabalgamientos, algunos de los cuales pudieron coincidir con suturas previas. Tales suturas no hacen referencia específicamente a aquellas hipotéticas que delimitan las provincias corticales del basamento, que como ya se discutió anteriormente podrían no ser como tradicionalmente se han concebido. Además aun en un escenario “clásico” dentro de las provincias han de existir otras suturas internas y en ningún caso se puede predecir el comportamiento reológico de las mismas.

En Sonora hay dos grandes agrupaciones de complejos de núcleo metamórfico, un cinturón NNO-SSE que incluye los complejos de las sierras Mazatán, Puerta del Sol y la parte meridional del batolito de Aconchi, y un grupo en torno a las poblaciones de Altar, Tubutama, Santa Ana, Magdalena de Kino e Imuris (Nourse *et al.*, 1994) (Fig. 6). La primera agrupación presenta la misma orientación que los grandes sistemas de fallas extensionales de la región oriental de Sonora, mientras que la segunda parece englobarse en una gran estructura semi-circular o dómica. El “Domo de Tubutama” se encuentra al este de Caborca en plena curvatura de la provincia Yavapai. Este pliegue pudo haberse ocasionado por el empuje durante la orogenia Larámide del bloque conformado por el basamento del complejo Bámuri (Mojave) y sus rocas supracorticales asociadas, que se propone en este trabajo denominarlo como bloque Bámuri. El colapso de esta estructura compresiva acompañado por el cambio de polaridad de sus fallas, el desarrollo de nuevas fallas superficiales normales de alto ángulo que enraizarían en los *detachments* inferiores y el rebote isostático tras la pérdida de masa con el consiguiente magmatismo inducido (desciende a su vez la densidad de la corteza y magnifica la isostasia) podrían ser los mecanismos responsables de la aparición del “Domo de Tubutama” y sus complejos de núcleo metamórfico.

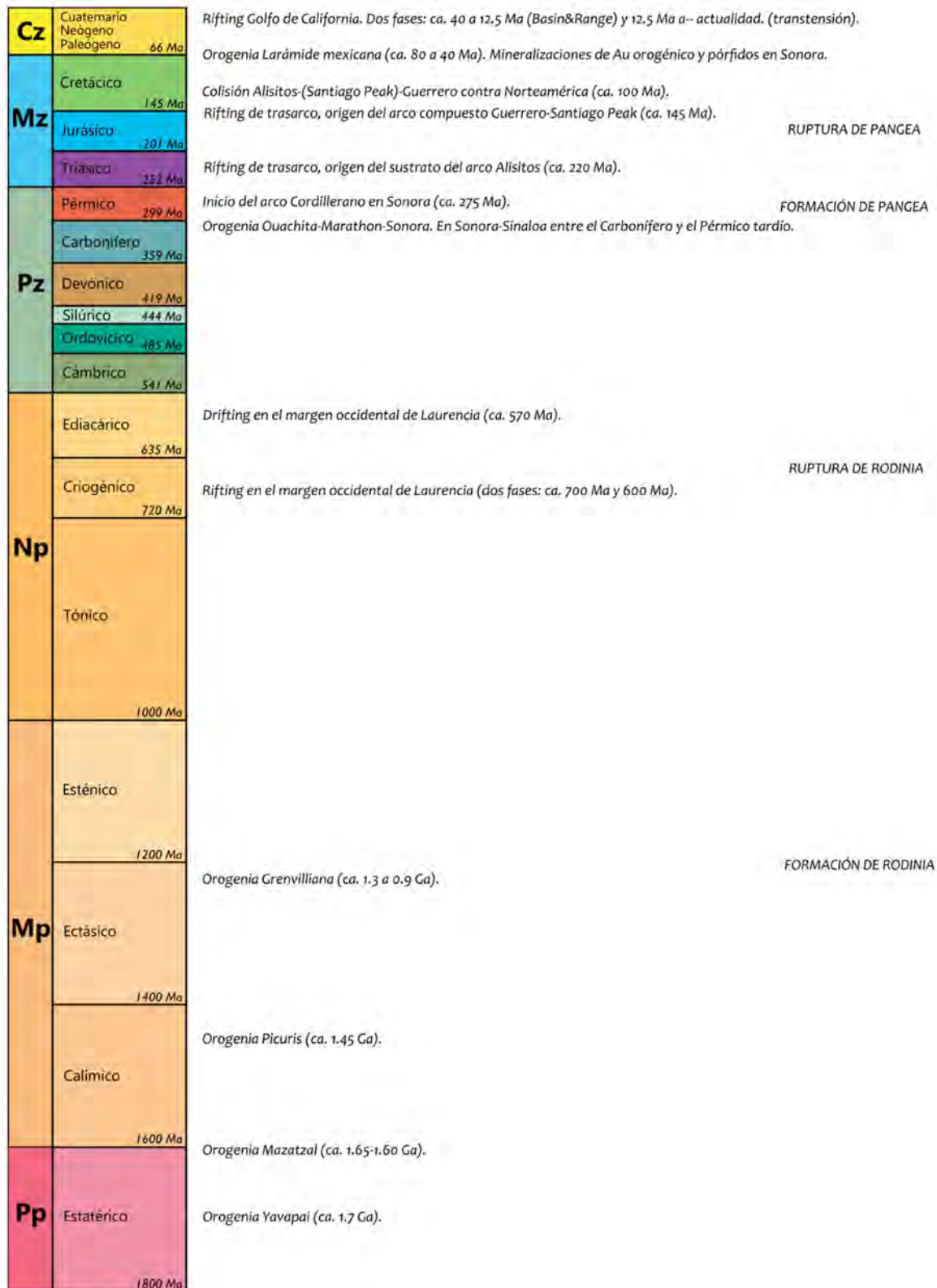
No se observa una buena correlación entre los complejos de núcleo metamórfico y los depósitos de oro orogénico. Suponiendo que las estructuras responsables del emplazamiento de las mineralizaciones de oro orogénico sean generalmente fallas con buzamientos elevados (fallas de salto en dirección, inversas de alto ángulo e inversas/cabalgamientos rotados según el avance de la deformación) puede deducirse que la formación de los complejos de núcleo metamórfico puede estar relacionado con grandes cabalgamientos a favor de niveles de *detachment* transcorticales según el mecanismo antes expuesto.

El comportamiento como un bloque rígido del Batolito de las Sierras Peninsulares (BSP) incluso durante la extensión cenozoica indujo la concentración de la deformación del *rifting* del Golfo de California a lo largo de su límite oriental. El papel del BSP ha sido y sigue siendo decisivo en la geología del noroeste de México y suroeste de EUA desde su formación en el Cretácico, tanto por su relevancia durante la orogenia Larámide como más recientemente en el *rifting* del Golfo.



**Figura 6.** Distribución de los complejos de núcleo metamórficos (CNM) en Sonora y suroeste de Arizona (localización triángulos rosas; flechas vectores de desplazamiento). Los polígonos en amarillo destacan las estructuras que encierran los CNM (DT: “Domo de Tubutama”; MPSA: zona de cizalla Mazatán-Puerta del Sol-Aconchi), no representan la extensión de los complejos. Nótese el desplazamiento del cerro Carnero posiblemente por un sistema transcurrente dextral miocénico (FC: falla de Caborca). El vector de su extensión hacia el OSO contrasta con el SO común a los demás CNM del “Domo de Tubutama”, pudiendo interpretarse como una rotación horaria provocada por el citado sistema dextral. Los círculos amarillos representan mineralizaciones de oro orogénico fechadas por *Izaguirre et al. (2016)*.

# LÁMINA 1. PRINCIPALES EVENTOS EN LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL NOROESTE DE MÉXICO



#### 4.1 Introducción

Los depósitos de oro orogénico son mineralizaciones hidrotermales epigenéticas localizadas a lo largo de márgenes convergentes en cinturones orogénicos de todas las edades, desde el Paleozoico hasta el Terciario. Consisten en sistemas filonianos de cuarzo con carbonatos y otros minerales accesorios, con oro como principal producto beneficiable. Los depósitos se encuentran emplazados en rocas regionalmente metamorfizadas, habitualmente –pero no exclusivamente– en facies de esquistos verdes. La relación con el magmatismo no parece ser genética en cuanto a que no son fenómenos sincrónicos (salvo coincidencias dentro del margen de error), ni las firmas geoquímicas son afines, pero puede ser espacial, como sucede asiduamente. Las mineralizaciones orogénicas se forman generalmente en los últimos estadios de evolución de un orógeno, a partir de fluidos metamórficos corticales profundos o sub-corticales, bajo un rango relativamente amplio de presión y temperatura, y están controlados estructuralmente a diferentes escalas.

La terminología empleada para designar a este tipo de depósito ha sido muy variada y está basada en diferentes aspectos de la mineralización: secuencia encajante (e.g., “*turbidite-hosted gold*”, “*greenstone-hosted*”), mineralogía (e.g., “*gold-only*”, “*low sulfide gold*”), profundidad (e.g., “*mesothermal lode gold*”), estilo estructural (e.g., “*shear-zone related quartz-carbonate deposits*”), edad, (e.g., “*Archean lode gold*”), localidad tipo (e.g., “*Mother-lode type*”), etc. El término “orogénico” fue introducido por Böhlke (1982) y posteriormente se popularizó a partir del trabajo de Groves *et al.* (1998), unificando así una clasificación hasta entonces confusa bajo la característica principal común a todos los depósitos.

Los yacimientos de oro orogénico suministran aproximadamente un tercio de la producción mundial actual de oro (1984–2006). Una proporción similar se calcula para el combinado entre la producción pasada y los recursos y reservas actuales estimados, lo que se traduce en la cifra de 74,345 toneladas de Au (Frimmel, 2008). En este recuento se incluyen los depósitos de oro relacionados con rocas intrusivas (“*intrusion-related gold deposits*”), el controvertido pero cada vez más aceptado como orogénico Sukhoi Log (cratón Siberiano, Rusia), así como placeres de oro derivados de este tipo de yacimientos (Sierra Foothills en California; Lejano Oriente en Rusia; Victoria central en Australia; Montes Urales en Rusia; Macizo Ibérico en España/Portugal; y un largo etcétera). Se excluyen los paleoplaceres de Witwatersrand (cratón de Kapvaal, Sudáfrica), Berelekh (plataforma Siberiana, Rusia), Tarkwa (cratón de África Occidental, Ghana), Jacobina (cratón San Francisco, Brasil) y Roraima (cratón Amazónico, Guyana), porque aunque algunos autores defienden un origen primario orogénico para algunos de estos depósitos (e.g., Witwatersrand; Frimmel *et al.*, 2005), la génesis de estos depósitos se debate actualmente y en ciertos casos hay evidencias en contra de su relación con vetas orogénicas. Estos paleoplaceres precámbricos en conjunto suman un 43 % del oro conocido (40 % sólo los depósitos de Witwatersrand), y son junto a los depósitos orogénicos los tipos de yacimientos de oro más importantes.



En el siglo XX, a consecuencia del drástico aumento del precio del oro a finales de los años 70 y de las mejoras tecnológicas en el ámbito de la minería (metalurgia, maquinaria, etc.) se produjo un cambio en las leyes y en los métodos de explotación. Nuevos depósitos, hasta entonces subeconómicos por sus bajas leyes pese a los elevados tonelajes, podían ahora ser beneficiados en grandes explotaciones a cielo abierto. Incluso en minas antiguas, en las que solo se habían trabajado los cuerpos mineralizados más ricos, quedaban aún grandes volúmenes de zonas mineralizadas de baja ley. Un ejemplo muy representativo de esta circunstancia es la evolución del depósito de Golden Mile (Kalgoorlie, Australia) durante el siglo pasado. A comienzos del siglo XX la extracción se realizaba mediante pequeños tajos y labores subterráneas con leyes de 41 g/t, y posteriormente, desde su reapertura en el último cuarto del siglo, la explotación se lleva a cabo en grandes cortas y beneficiando mineral con leyes de 2–3 g/t (Goldfarb *et al.*, 2005). De esta forma Golden Mile, que se había clausurado en 1975, pasó a ser un depósito de oro gigante (>250 t Au) en terminología de Laznicka (1999) y uno de los yacimientos de oro orogénico de mayor tamaño del mundo.

Al igual que Golden Mile, otros yacimientos deben sus enormes reservas de oro a una minería extensiva con menas de baja a media ley. Muruntau (Uzbekistán) es el mayor yacimiento de oro orogénico y uno de los depósitos de oro de mayor tamaño del mundo con 5,290 toneladas de Au entre producción y recursos, y su ley media es de 3.5 a 4.0 g/t (Goldfarb *et al.*, 2005). Muruntau se trata probablemente del único depósito orogénico de talla súper-gigante (> 2,500 t Au).

Hay 17 yacimientos de oro orogénico de clase gigante que superan las 500 toneladas de oro, y al menos 22 depósitos/distritos que alcancen este valor (Tabla 2). Se calcula que hay alrededor de 100 yacimientos con 70 toneladas de oro o más (Gosselin y Dubé, 2005). Dubé y Gosselin (2007) estiman leyes promedio de 5 a 15 g/t de Au, que creen bastante uniformes en este tipo de yacimiento, mientras que el tonelaje sí que lo consideran muy variable, pudiendo oscilar según ellos desde varias miles de toneladas de mineral a más de 100 millones. Basta con observar los datos de la Tabla 1 para comprobar que se trata de una mera aproximación, quizás influenciada por las leyes relativamente altas de los depósitos canadienses. En México, La Herradura (Sonora) se trata de la mina que más oro produce en el país, y alberga ~200 Mt con leyes bajas del orden de los ~0.8 g/t, que rondan las 150 t de Au. Otras minas del mismo cinturón como San Francisco-Llano (113 Mt @ 0.7 g/t, ~74.6 t Au), El Chanate (52 Mt @ 0.9 g/t, ~46.7 t Au), Noche Buena (35 Mt @ 0.5 g/t, ~18.7 t Au) y La Choya (8.3 Mt @ 1.3 g/t, ~12.5 t Au) también presentan leyes bajas aunque tonelajes significativos (Izaguirre *et al.*, 2015).

Además de oro, en algunos casos pueden beneficiarse como sub-productos plata, antimonio, bismuto, arsénico, wolframio, metales base como cobre, cinc, plomo y otros elementos menos comunes en este tipo de depósitos. La mina Salsigne (Macizo Central, Francia) llegó a ser la mayor productora de arsénico del mundo (Le Guen *et al.*, 1992). Otro ejemplo es el yacimiento gigante de oro McIntyre-Hollinger (Abitibi, Canadá) donde también se recuperaba W. Algunos depósitos de oro presentan mineralogías atípicas, pudiendo estar enriquecidos en Cu±Mo o en Cu-Zn±Pb±Ag (Groves *et al.*, 2003). Son predominantemente precámbricos y aunque se encuentran en cinturones de Au orogénico probablemente se deben a la sobreimpresión de un sistema de vetas orogénicas sobre mineralizaciones previas (e.g., depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos, epitermales o pórfidos ricos en Au), o bien, a removilizaciones durante el metamorfismo y la deformación.

**Tabla 2.** Mayores depósitos y distritos de oro orogénico (producción + recursos > 500 toneladas de Au; a partir de Goldfarb et al., 2005, Bierlein et al., 2006 y Frimmel, 2008).

Depósito/Distrito	País	Localización	Edad	Au (t)	Ley (g/t)
Muruntau	Uzbekistán	Orógeno de Tien-Shan	285 Ma	5290	3.5–4.0
Ashanti	Ghana	Cratón Occidental Africano	2.1 Ga	2070	4.73
Golden Mile	Australia	Cratón Yilgarn	2.6–2.64 Ga	1984	1.98
Telfer	Australia	Orógeno Paterson	700– 600 Ma	1564	1.50
Homestake	Canadá	Orógeno Trans-Hudson	1.75 Ga	1237	8.34
Sukhoi Log	Rusia	Cratón Siberiano	380–365 Ma	1048	2.70
McIntyre-Hollinger	Canadá	Escudo Canadiense	< 2.67 Ga	987	9.47
Las Cristinas	Venezuela	Cratón Amazónico	2.14– 2.06 Ga	964	1.11
Kolar	India	Cratón Dharwar	> 2.55 Ga	838	14.47
Campbell-Red Lake	Canadá	Escudo Canadiense	< 2.87– > 2.71 Ga	799	21.28
Kirkland Lake	Canadá	Escudo Canadiense	< 2.67 Ga	797	14.97
Donlin Creek	EE.UU.	Orógeno Cordillerano (AK)	74– 68 Ma	793	3.05
Geita	Tanzania	Cratón de Tanzania	< 2.64 Ga	788	4.01
Natalka	Rusia	Lejano Oriente	135 Ma	716	4.20
Berezovkoe	Rusia	Montes Urales	< 328 Ma	715	2.50
Olimpiada	Rusia	Cratón Siberiano	800– 600 Ma	700	10.90
Grass Valley	EE.UU.	Orógeno Cordillerano (CA)	145–140 Ma	664	16.92
Morro Velho	Brasil	Cratón San Francisco	< 2.71 Ga	654	9.51
Bulyanhulu	Tanzania	Cratón de Tanzania	<2.64–> 2.55 Ga	543	14.50
Bendigo	Australia	Orógeno Lachlan	440 Ma	533	12.91
Dome	Canadá	Escudo Canadiense	< 2.68 Ga	509	4.57
Linglong	China	Orógeno Yanshanio	123 Ma	500	9.70

## 4.2 Características geológicas

### • Mineralización

Los depósitos de Au orogénico se forman a partir de fluidos hidrotermales enriquecidos en Au, Ag, As, B, Bi, Sb, Te y W, que pueden presentar además concentraciones ligeramente superiores al fondo geoquímico regional de Cu, Mo, Pb, Sn y Zn (Groves et al., 1998). La mineralogía de estos depósitos es relativamente simple, aunque diferencias en las condiciones de P-T y la tipología de las rocas encajantes confieren cierta variabilidad. Típicamente las vetas consisten en cuarzo con contenidos significativos de carbonatos de Fe-Mg ± Ca ( $\leq 5-15\%$ ) y menores de sulfuros ( $\leq 3-5\%$ , salvo excepciones, como en los reemplazamientos observados en algunas formaciones de hierro bandeado o BIFs), feldespatos alcalinos, micas blancas o biotita, clorita y oro. Entre los minerales accesorios más habituales destacar albita, scheelita, turmalina, rutilo, epidota y en algunos casos especies carbonosas.

La pirita es el sulfuro más común en depósitos emplazados en rocas ígneas, desde granitoides a rocas máficas, dominando la arsenopirita en las secuencias metasedimentarias y en facies de anfíbolitas. Estas dos especies se ven relegadas por pirrotina y löllingita cuando la temperatura supera aproximadamente los 400 °C y las condiciones son más reductoras. Otros sulfuros que pueden formar parte de la asociación mineral son galena, esfalerita, calcopirita, estibina, molibdenita, tetra-

edrita y telúridos de Au-Ag-Sb. La estibina es habitual en depósitos hospedados en rocas metasedimentarias, y frecuentemente se considera tardía en la paragénesis. También en rocas metasedimentarias la galena suele aparecer enriquecida en Bi, aunque en rocas ígneas este metal aparece comúnmente formando especies minerales propias. La molibdenita es un mineral que rara vez ha sido encontrado en yacimientos de Au orogénico, exceptuando en algunos controvertidos con asociaciones minerales atípicas, y los telúridos ricos en oro han sido descritos principalmente en granitoides.

La ganga la constituyen mayoritariamente los antes mencionados cuarzo y carbonatos (dolomita, ankerita, siderita y más raramente calcita), micas blancas (moscovita/sericita y en ocasiones fuchcita o roscolita), biotita, clorita y turmalina. Otros minerales más infrecuentes pero reportados en algunos yacimientos son magnetita, hematites y/o anhidrita, a partir de fluidos hidrotermales oxidantes, y grafito y carbono amorfo en casos con rocas encajantes muy reductoras. Además puede haber accesorios como monacita, xenotima y rutilo, que pueden emplearse en geocronología (Vielraicher *et al.*, 2003).

El oro nativo presenta una elevada pureza, con valores promedio de 920 a 940, y las relaciones Au/Ag varían entre 5/1 a 10/1 (Goldfarb *et al.*, 2005). Aparece habitualmente en microfracturas a modo de venillas y brechas dentro de los sulfuros o de la propia ganga, lo que sugiere su incorporación tardía en la secuencia paragenética, aunque no hay que descartar removilizaciones que hayan modificado la textura original.

En muchos depósitos se ha observado una relación directa entre la abundancia de sulfuros y la del oro (Bierlein y Crowe, 2000). Los complejos bisulfurados son los ligandos más favorables para transportar oro en las condiciones típicas, de forma que la precipitación de los sulfuros disminuye la actividad del azufre y con ello la solubilidad del oro. En caso de que el fluido responsable de los sulfuros acarreé oro la precipitación conjunta de ambos es factible. Bajo este escenario cabría esperar que el oro posteriormente haya experimentado procesos de deformación y removilización que explicarían las texturas observadas. No obstante, si la formación de vetas ocurre durante múltiples episodios o pulsos hidrotermales, cada uno con fluidos de características físico-químicas particulares, el oro puede ser tardío respecto a los sulfuros, con poca o ninguna importancia de los fenómenos de removilización. Puede por lo tanto que no exista siempre tal correlación entre el oro y los sulfuros, pero es cierto que en muchos depósitos y distritos se ha reportado.

La especie de sulfuro que encapsula preferentemente el oro es específica de cada localidad. En Salsigne (Francia) la arsenopirita era extremadamente fértil, atrapando hasta el 50 % del oro del yacimiento (Marignac y Cuney, 1999), o en los depósitos de Victoria (Australia) la correlación entre galena y oro es mayor que con otros sulfuros (Bierlein y McNaughton, 1998). Por otro lado, han solido observarse leyes altas de oro en rocas carbonosas.

El oro, al igual que el resto de metales, no presenta –salvo raras excepciones– una zonación significativa con la profundidad en cuanto a la mineralogía y las leyes. También puede ser abundante como disseminado en los halos de alteración hidrotermal.

#### **• Alteración hidrotermal**

Pese a que el origen de los fluidos es una de las grandes incógnitas de los depósitos de oro orogénico, las teorías más populares apuntan a la intervención de fluidos metamórficos liberados

en reacciones como las que tienen lugar en el tránsito entre las facies de esquistos verdes a anfibolitas. No debe sorprender por lo tanto que los fluidos se encuentren cerca del equilibrio con la mayoría de las rocas encajantes, resultando en halos de alteración menos desarrollados que en muchos otros tipos de mineralizaciones. En rocas encajantes en facies de esquistos verdes o de menor grado la alteración crea envolventes en torno a las vetas de pocos centímetros hasta varios kilómetros en casos excepcionales, con marcadas zonaciones laterales a escala métrica. En rocas en facies de mayor grado, las envolventes disminuyen drásticamente, generalmente con dispersiones no superiores a 10 m (Colvine, 1989; Eilu *et al.*, 1998).

El desarrollo de la alteración depende de las características físico-químicas y del volumen de los fluidos hidrotermales, así como de otras características de las rocas hospedantes: litología, permeabilidad, porosidad, grado metamórfico y orientación de la estratificación u otros tipos de discontinuidades en relación a las vetas (Bierlein y Crowe, 2000). La alteración se desarrolla mejor en litologías muy reactivas (e.g., BIF) o en aquellas que contrastan notablemente con las rocas circundantes (e.g., stock granítico en una secuencia metapelítica). En rocas máficas a intermedias ígneas son características la sericitización y carbonatación, mientras que en félsicas predominan la albitización y silicificación. En rocas metasedimentarias siliciclásticas la alteración no suele ser tan evidente y puede consistir en silicificaciones, carbonataciones, sericitizaciones, albitizaciones, cloritizaciones y turmalinizaciones.

La alteración hidrotermal provoca principalmente la adición de  $\text{CO}_2$ , S,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{H}_2\text{O}$  en las rocas encajantes (Goldfarb *et al.*, 2005). Hay autores que incluyen el  $\text{SiO}_2$ , sin embargo otros no consideran que el fluido hidrotermal lo transporte si no que simplemente lo removiliza; en todo caso, las silicificaciones son comunes. Otro elemento mayor como el  $\text{Na}_2\text{O}$  puede estar enriquecido o empobrecido en algunos casos, y se han reportado enriquecimientos de Rb, Cs, Li, Tl, Ba y otros elementos en algunos depósitos.

En facies de esquistos verdes la mineralogía de la alteración proximal es prácticamente idéntica a la propia de la mineralización: carbonatos, sulfuros (principalmente piritita, pirrotina, arsenopiritita), albita, sericita, biotita y clorita. La asociación debida al metasomatismo alcalino no suele ocurrir en algunos tipos de litologías muy deficientes en aluminio (e.g., BIF). En la zona de alteración proximal son importantes los procesos de sulfidización, carbonatación y sericitización.

El grado de sulfidización de las rocas encajantes y la precipitación de Au diseminado están condicionados por la relación molar inicial entre  $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$  y no por el contenido total de Fe. Esta relación se refleja en los carbonatos presentes en la alteración. Con exceso de Fe, a relaciones mayores o iguales a 0.5, dominan la ankerita y la ferro-dolomita, mientras que si la relación es menor todo el Fe se consume en formar carbonatos de la serie magnesita-siderita. En el primer caso, las fases minerales del encajante ricas en Fe pueden ser piritizadas y posteriormente favorecer la precipitación de Au por reacciones de desulfidización (Böhlke, 1988). En el segundo, las rocas muy magnesianas (e.g., rocas ígneas ultramáficas o algunas metapelitas) al no ser favorables a la piritización no suelen contener mineralización diseminada.

La carbonitización puede ser un proceso hidrotermal temprano que en determinados casos incrementa la competencia de las rocas encajantes y su tendencia a la rotura frágil, facilitando de este modo la formación de las vetas. Si las rocas son reactivas la alteración puede ser pervasiva dando lugar a reemplazamientos en las zonas proximales. En otras litologías menos reactivas, como las que habitualmente forman las secuencias turbidíticas de los prismas acrecionales, los carbona-



tos pueden presentarse a modo de parches. En la zona de alteración proximal los carbonatos comunes son los arriba mencionados, salvo en rocas encajantes félsicas o a temperaturas elevadas (400–500 °C) donde la calcita también puede ser estable.

Al igual que los carbonatos, las micas también presentan zonaciones composicionales y cambios mineralógicos. La moscovita o sericita suele estar enriquecida en K o Na cerca de las vetas, haciéndose más fengítica en zonas más distales (Christie y Brathwaite, 2003). En grados metamórficos más altos, la biotita puede ser la mica más común, y en rocas ultramáficas la fuchcita (mica de Cr) y la roscoelita (mica de V). Por otro lado, la clorita es el mineral más habitual en la alteración de minerales máficos y puede ser reemplazada por turmalina allí donde no sea estable (fluidos hidrotermales ricos en B). Además, el metasomatismo alcalino puede manifestarse en forma de feldespaticaciones (feldespato potásico o albita).

En las zonas intermedias del halo de alteración hidrotermal la sericitización es significativamente menor y pueden estar presentes minerales más estables como albita, clorita y calcita. En la parte distal calcita, cuarzo, clorita y epidota reemplazan a sulfuros, carbonatos de Fe-Mg y micas blancas. La calcita suele ser el último mineral hidrotermal en desaparecer (Eilu *et al.*, 1998).

Las asociaciones de alteración a alta temperatura (> 500 °C) de los depósitos emplazados en rocas en facies de anfibolitas tienen semejanzas a las observadas en yacimientos de tipo *skarn*, con anfíbol, granate, diópsido, calcita y biotita como fases más comunes. A mayor temperatura la albita no es estable y da paso a plagioclasas más cálcicas y feldespatos potásicos, mientras que la biotita se restringe a las zonas distales del halo. Un caso especial son las corneanas de las aureolas de metamorfismo de contacto, con asociaciones compuestas por andalucita, cordierita, y calcosilicatos (Bierlein y Crowe, 2000).

### • **Morfología de las vetas**

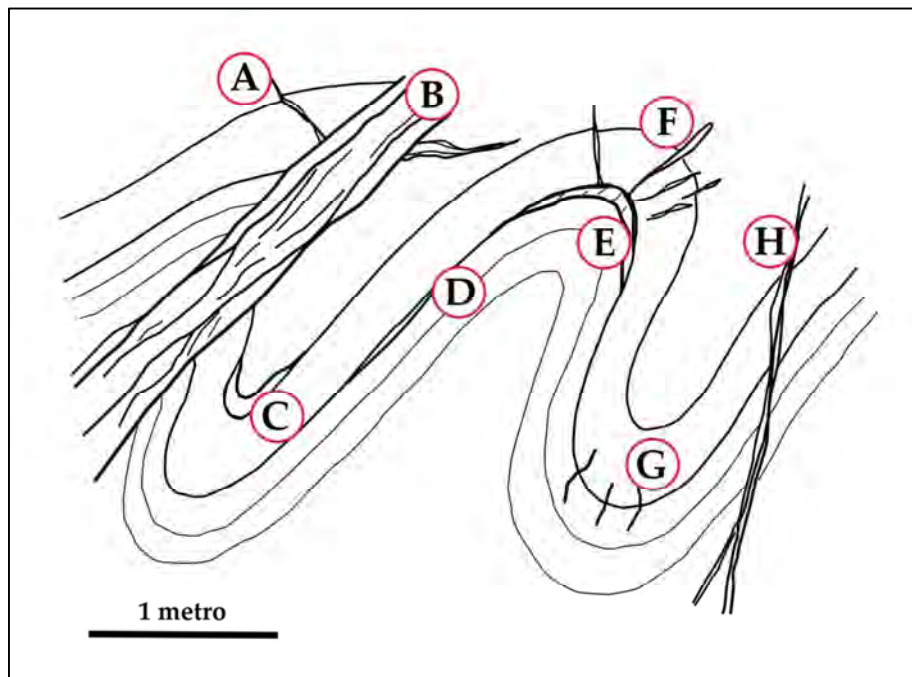
Las dimensiones de las vetas son muy variables puesto que están controladas por la anisotropía mecánica y competencia de las rocas encajantes (Bierlein y Crowe, 2000). A modo de aproximación se pueden estimar potencias de pocos centímetros a varios metros; longitudes en dirección de las vetas o grupos de vetas típicos de 10 m a 1 km, pudiendo ser mucho mayores en algunos yacimientos gigantes (e.g., Filón Champion de Kolar de 8 km; Radhakrishna y Curtis, 1999); y desarrollos verticales de los depósitos superiores a 1 km en muchos yacimientos y hasta 3 km en los más grandes (e.g., McIntyre-Hollinger, Golden Mile, Kirkland Lake, Campbell-Red Lake, Kolar).

La clasificación morfológica de los tipos principales de vetas varía entre diferentes autores (Fig. 7). Christie *et al.* (1999) diferencian entre vetas concordantes y discordantes, de tipo “*saddle-reef*” y *stockworks*; a su vez con texturas masivas, laminadas y bandeadas (en “*ribbon*”). Otra clasificación interesante es la de Robert y Poulsen (2001), que distinguen entre vetas de relleno de falla, vetas extensionales, arreglos de vetas extensionales, *stockworks* y vetas brechificadas.

Para explicar la primera clasificación puede resultar muy ilustrativo el siguiente ejemplo: en una secuencia turbidítica, tan habitual en las zonas de acreción de los márgenes convergentes, el desarrollo de pliegues flexurales dará lugar a vetas concordantes paralelas a la estratificación/foliación entre los materiales pelíticos, resultado de una deformación dúctil en ellos, mientras que en los más competentes niveles samíticos la deformación frágil favorecerá la aparición de vetas

discordantes y *stockworks*. Asociados a las charnelas de pliegues isoclinales encontramos los “*saddle-reef*”, que son vetas convexas en anticlinales, y sus equivalentes en los sinclinales, más raros, los llamados “*trough-reefs*”. La tipología de las vetas relacionadas con pliegues es más amplia, los “*neck-reef*” son vetas o cuerpos emplazados en fallas inversas que cortan la charnela de los pliegues, y las grietas de tensión mineralizadas se forman en las mismas charnelas a causa de la extensión en la cara externa.

En la segunda clasificación, las vetas de relleno de falla son aquellas que ocupan las partes centrales de las zonas de cizalla, pudiendo ser paralelas o ligeramente oblicuas a la estructura en la que encajan. Las vetas extensionales se desarrollan preferencialmente en la periferia de las zonas de cizalla entre litologías competentes y generalmente a altos ángulos respecto a la foliación. Por otro lado, hay grupos de vetas extensionales, tanto agrupaciones en escalera de vetas sigmoidales o planares dentro de las zonas de cizalla, como grupos de vetas planares paralelas en aquellas capas más competentes. Los *stockworks* son complejos entramados de vetas y las vetas brechificadas son brechas soportadas por una matriz hidrotermal, ambas también mejor desarrolladas entre litologías competentes.



**Figura 7.** Morfologías comunes de vetas orogénicas en secuencias metasedimentarias. (A) Veta extensional; (B) veta laminada rellenando una falla; (C) “*trough-reef*”; (D) veta concordante; (E) “*saddle-reef*”; (F) grietas de tensión mineralizadas; (G) grietas de tensión mostrando refracción; (H) veta discordante.

La morfología y texturas de las vetas obedecen al mecanismo de formación y al estilo estructural o reología de las rocas huésped. No resultará extraño entonces que la profundidad y temperatura de formación de las mineralizaciones y el grado metamórfico de sus encajantes jueguen un papel decisivo a este respecto.

En condiciones de rotura frágil la mineralización se presenta principalmente bajo la forma de brechas hidrotermales (hidráulicas) y *stockworks*, si bien en intrusivos ígneos y en las corneanas de

las aureolas metamórficas también son comunes los arreglos de vetas paralelas (“*sheeted-veins*”). En cuanto a la microtextura del cuarzo de las vetas este suele mostrarse poco deformado, anhedral en rocas poco competentes y euhedral en las más competentes; de forma ordinaria rocas metasedimentarias en el primer caso e ígneas en el segundo (Dowling y Morrison, 1989). Cabe mencionar que las texturas de las vetas emplazadas entre rocas de muy bajo grado metamórfico, a pocos kilómetros de profundidad, pueden asemejarse a las encontradas habitualmente en yacimientos epitermales. En ambos tipos de mineralización podrán observarse texturas *crustiformes*, en peine, en escarapela, etc.

En la zona de transición frágil-dúctil las vetas pueden ser sigmoidales asociadas a zonas de cizalla, extensionales, rellenando fallas, en las charnelas de los pliegues, o en algunas ocasiones formando entramados a modo de *stockworks* o incluso brechificaciones. Son características, aunque no siempre observables, las texturas laminadas que consisten en intercalaciones de cuarzo con impurezas provistas por las rocas encajantes. Este tipo de textura se considera una evidencia de la formación de las vetas por hidrofracturamiento y sellado cíclico, cuya causa son las grandes fluctuaciones en la presión del sistema hidrotermal y la liberación de los fluidos a partir de pulsos sísmicos, en lo que se denomina como el “comportamiento de válvula” de las fallas (Sibson *et al.*, 1988).

Bajo condiciones dúctiles surgen vetas deformadas paralelas a la estratificación, a menudo plegadas o *aboudinadas*, con granos de cuarzo muy recristalizados. Las mineralizaciones asociadas a reemplazamientos y diseminaciones pueden ser comunes.

#### • **Fluidos mineralizantes**

Los depósitos de oro orogénico de todas las edades y todo el mundo presentan una composición similar de los fluidos mineralizantes. Aún con pequeñas diferencias entre los fluidos de los depósitos precámbricos y los fanerozoicos, este hecho apunta a un origen común global o en su defecto que haya evolucionado ligeramente a lo largo del tiempo.

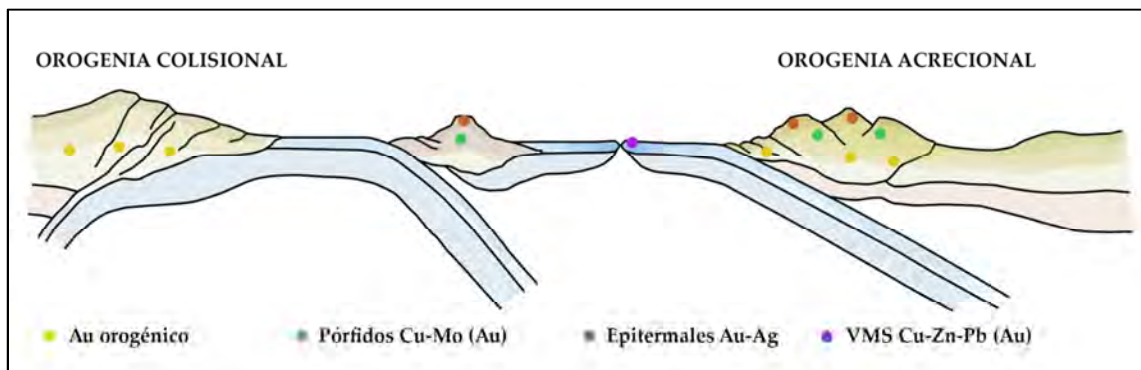
El estudio de las inclusiones fluidas permite conocer la composición de los fluidos mineralizantes y las condiciones de presión y temperatura de formación de las vetas. Las mineralizaciones de oro orogénico se forman a partir de fluidos acuoso-carbónicos con ~5–20 % molar de CO<sub>2</sub> (salvo en casos de desmezcla por fluctuaciones extremas en la presión), ~0.01–0.36 % molar de H<sub>2</sub>S, concentraciones que pueden ser significativas de CH<sub>4</sub> o N<sub>2</sub>, bajas salinidades en torno al ~3–7 % en peso de NaCl equivalente (Na > K >> Ca, Mg), y pH de ~5.5, casi neutro a las presiones de formación (Goldfarb y Groves, 2015). La composición de las inclusiones fluidas junto con la asociación mineral son consistentes con un fluido relativamente reducido. Las temperaturas y presiones de atrapamiento más comunes se inscriben dentro del rango de 200–500 °C y 1–4 kbar (Goldfarb *et al.*, 2005), aunque hay depósitos por encima y por debajo de estos valores que habitualmente se considera que forman parte del mismo sistema hidrotermal.

Por las características de los fluidos descritas, los complejos bisulfurados parecen ser los ligandos más importantes en el transporte del Au. Se especula con el papel que pueden desempeñar otros menos conocidos como el Bi líquido (en condiciones de baja concentración de S y subsaturación de Au) (Douglas *et al.*, 2000) o los complejos de As, Sb y Te (Wood y Samson, 1998).

La variabilidad en la geoquímica isotópica y de elementos traza acostumbra a ser significativa entre depósitos, ofreciendo resultados poco reveladores y rara vez concluyentes, que no han permitido por el momento determinar con claridad la fuente de los fluidos y los metales. Goldfarb y Groves (2015) sintetizan los conocimientos actuales sobre isótopos estables, radiogénicos, elementos traza, gases noble y halógenos, y establecen los siguientes rangos para los isótopos estables en depósitos de Au orogénico: (a)  $\delta^{18}\text{O}$  en el Precámbrico de +6 a +11 ‰ y en el Fanerozoico de +7 a +13 ‰; (b)  $\delta^{13}\text{C}$  de -11 a -2 ‰; (c)  $\delta^{15}\text{N}$  en el Neoarcaico de +10 a +24 ‰, en el Paleoproterozoico de +6.5 a +12 ‰ y en el Fanerozoico de +1.5 a +10 ‰; (d)  $\delta\text{D}$  y  $\delta^{34}\text{S}$  extremadamente variables.

### 4.3 Contexto tectónico

Los yacimientos de oro orogénico se forman en los márgenes de placas convergentes durante procesos orogénicos, como da a entender su propio nombre, y frecuentemente durante las últimas fases de deformación. Los depósitos se forman tanto en los orógenos acrecionales como en los colisionales (Fig. 8). En los primeros la evolución de la zona de subducción dictaminará la aparición de los depósitos. Ejemplos de este caso son los depósitos de oro orogénico mesozoicos de la Cordillera de Norteamérica. En los orógenos colisionales parece clave la obducción de rocas hidratadas de la corteza oceánica y la existencia de gradientes geotermales altos (e.g., eventos termales causados por delaminación litosférica). Al menos los depósitos fanerozoicos emplazados en este tipo de orógenos están asociados a rocas marinas atrapadas en los márgenes continentales (Groves *et al.*, 1998). Los orógenos Apalachiano, Varisco y Alpino son ejemplos del tipo colisional con depósitos de oro asociados.

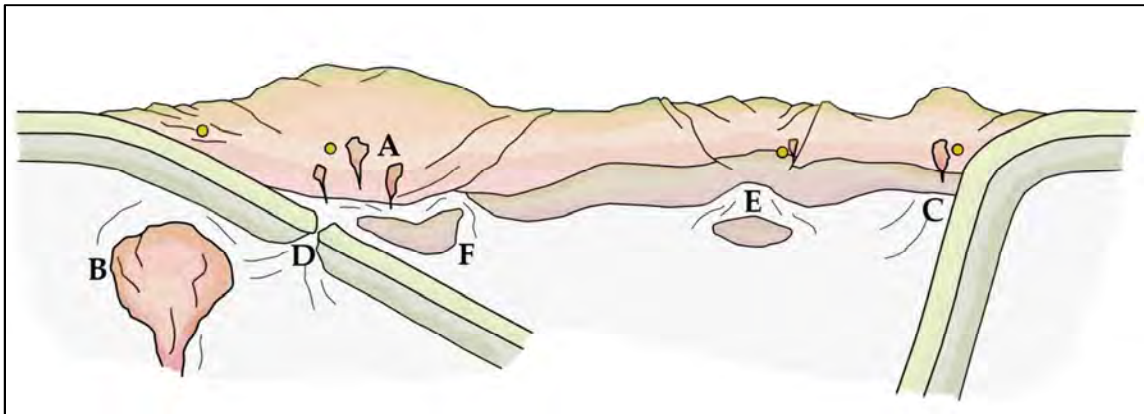


**Figura 8.** Marco tectónico de los yacimientos de oro orogénico y otros tipos de depósitos auríferos de margen convergente (modificado de Groves *et al.*, 1998).

La aparición de depósitos de oro en cinturones orogénicos está controlada en primer lugar por factores de gran escala, litosféricos. Los mecanismos tectónicos capaces de detonar la aparición de grandes depósitos o distritos de oro orogénico es una cuestión de gran relevancia. Basándose en la evolución tectónica sugerida para algunos de los más importantes cinturones orogénicos mundiales Goldfarb *et al.* (2001) han propuesto las siguientes causas (Fig. 9): (A) engrosamiento cor-

tical con aumento de las geotermas por interacción con la placa subducente; (B) impacto de una pluma mantélica contra la zona de subducción; (C) retracción de la placa subducente (*slab rollback*); (D) subducción de una dorsal oceánica (*slab window*); (E) erosión del manto litosférico por eliminación convectiva; y (F) delaminación del manto litosférico.

Los depósitos de oro orogénico son uno de los tipos de yacimiento mejor representados en el registro geológico. Las primeras mineralizaciones de este tipo se remontan al Mesoarcaico (cinturón Barberton, Sudáfrica, 3126–3084 Ma por [de Ronde et al., 1991](#) y > 3040 Ma por [Harris et al., 1995](#); norte del cratón de Pilbara, Australia, ~3.4–3.0 Ga según [Goldfarb et al. \(2005\)](#)), mientras que las más jóvenes son del Terciario (e.g., zona occidental de los Alpes europeos, Alpes del Sur de Nueva Zelanda, Gran Cáucaso de Georgia, zona de falla de Río Rojo entre China y Vietnam). Sin embargo, el registro no es continuo y [Goldfarb et al. \(2001\)](#) distinguen hasta cuatro episodios globales formadores de depósitos de oro orogénico. Estos episodios corresponden a los intervalos temporales de 2.8 a 2.55 Ga, 2.1 a 1.8 Ga y 600 a 50 Ma aproximadamente, con amplios períodos de descanso que los autores atribuyen a procesos de preservación y de crecimiento cortical.



**Figura 9.** Causas de inestabilidad litosférica propuestas para explicar la formación de grandes yacimientos de oro orogénico (modificado de [Goldfarb et al., 2001](#) y [Bierlein et al., 2006](#)). (A) Engrosamiento cortical; (B) impacto de una pluma mantélica contra la zona de subducción; (C) *slab rollback*; (D) subducción de una dorsal oceánica (*slab window*); (E) erosión del manto litosférico por eliminación convectiva; y (F) delaminación del manto litosférico.

#### 4.4 Modelos genéticos

El origen de los fluidos hidrotermales, cuestión clave en cualquier modelo genético de yacimientos minerales, es todavía una cuestión debatida. Sobre los fluidos hay que tener presente dos cuestiones fundamentales que ya se mencionaron anteriormente: (1) la composición de las inclusiones fluidas es relativamente homogénea espacial y temporalmente, lo que sugiere una génesis similar de los depósitos, y (2) que la geoquímica (isótopos estables, radiogénicos, halógenos, etc.) ha aportado datos equívocos cuando se analizan desde una perspectiva global. El largo trayecto que realizan los fluidos, durante el cual tienen la oportunidad de interactuar con muy diversas litologías según relaciones agua/roca variables, explicaría la complejidad de los datos geoquímicos. La gran dificultad que subyace tras todo modelo genético que ambiciona dar respuesta a un tipo com-



pleto de yacimiento consiste en el problema intrínseco de clasificar en una misma categoría a un grupo muy extenso de depósitos, que forman un continuo entre términos extremos. No obstante, no se discute la necesidad de dar con un modelo satisfactorio para la inmensa mayoría de los depósitos.

#### • *Origen de los fluidos hidrotermales*

El mecanismo de formación de las vetas exige que el reservorio hidrotermal se localice bajo el sistema filoniano, de forma que necesariamente la fuente de los fluidos es muy profunda. Además, al estar el sistema hidrotermal sobre-presurizado hay que descartar la intervención de fluidos meteóricos u otras fuentes someras (únicamente viable en los depósitos epizonales).

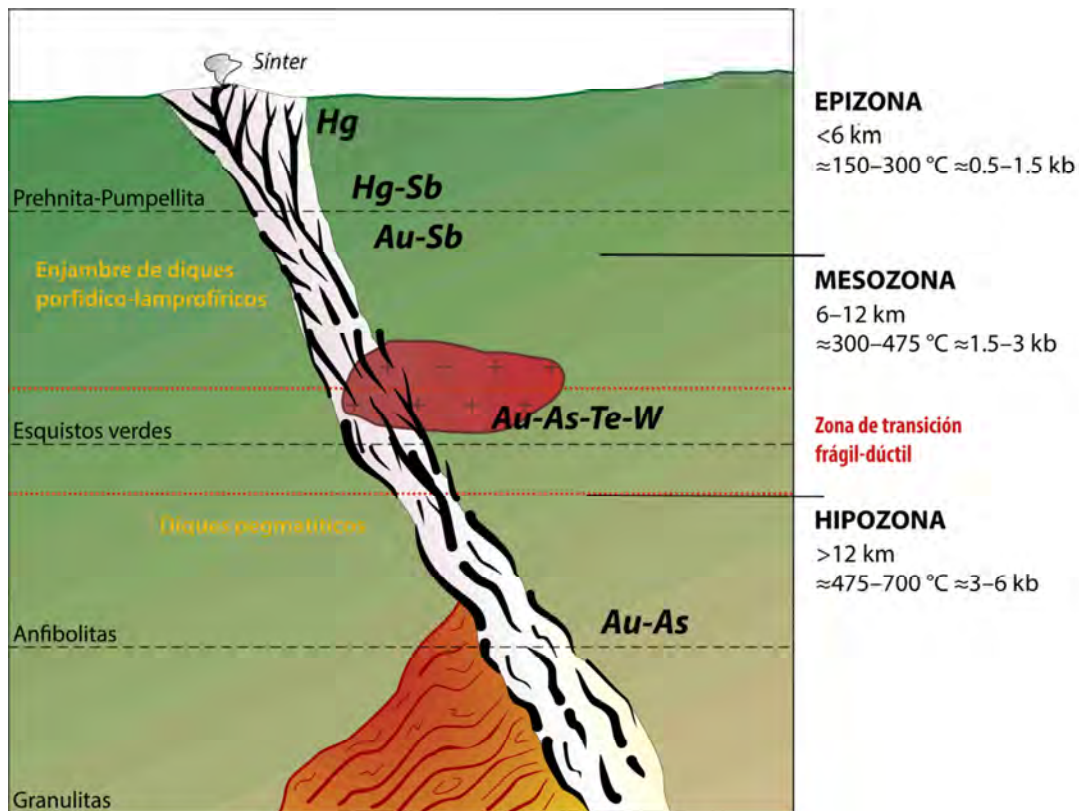
Aunque no esté totalmente aceptado todavía, la mayoría de los investigadores apuntan a un origen metamórfico de los fluidos. En la transición entre rocas en facies de esquistos verdes y las anfibolitas, la devolatilización metamórfica genera volúmenes de hasta el 5 % del total de las rocas (Fyfe *et al.*, 1978; Elmer *et al.*, 2006) y podría suministrar los fluidos y los metales necesarios para la formación de vetas (Zhong *et al.*, 2015). Algunos autores (Fu y Touret, 2014) sostienen que la granulitización de las rocas también podría ser una fuente viable, incluso hay modelos que abogan por la intervención de fluidos subcorticales, relacionados con la deshidratación de la placa subducente y la consiguiente hidratación de la cuña mantélica suprayacente (Wyman y Kerrich, 2010; Goldfarb y Santosh, 2014).

Todavía no están claros los mecanismos tectónicos de escala litósferica que propician este tipo de mineralizaciones. Las reacciones metamórficas mencionadas se dan tanto en ambientes compresionales como extensionales, y puesto que en el segundo escenario no se forman este tipo de depósitos debe existir una relación todavía no bien comprendida con la liberación de fluidos en las zonas de subducción y la cuña mantélica suprayacente.

#### • *Modelo cortical continuo*

El llamado “modelo cortical continuo” (“*crustal continuum model*”; Groves, 1993) pretende dar explicación a un espectro de mineralizaciones con características físico-químicas diferentes bajo un mismo sistema hidrotermal zonado verticalmente por variaciones en las condiciones de P-T (Fig. 10). Ha sido un modelo genético extensamente aceptado, si bien en los últimos años le han surgido varios detractores. El principal problema es que no se han estudiado cinturones orogénicos con exhumaciones diferenciales tan acusadas como para encontrar el rango completo de mineralizaciones propuestas por el modelo.

El modelo cortical continuo está parcialmente basado en los trabajos de Colvine (1989) y Foster (1989), incluso David Groves consideraría un modelo muy similar un año antes (Groves *et al.*, 1992). Este modelo surgió para dar respuesta al origen de diferentes depósitos arcaicos del cratón de Yilgarn (Australia), así como otros de Canadá, hospedados en rocas metamórficas desde facies de sub-esquistos verdes a granulitas. Establece que el sistema hidrotermal alcanza desarrollos verticales superiores a los 15 km, con condiciones P-T de ~180–700 °C y < 1–5 kb. Bajo este rango tan



**Figura 10.** Perfil esquemático de un sistema hidrotermal orogénico según el modelo cortical continuo (a partir de Groves, 1993, Gebre-Mariam *et al.*, 1995 y Goldfarb y Groves, 2015).

amplio de presión y temperatura ocurren cambios en las facies metamórficas, en la reología de las rocas e incluso en los mecanismos de transporte y precipitación de los metales, lo que explicaría la gradación observada en la mineralogía de las vetas y de la alteración, así como en el estilo estructural y textural de las vetas. De acuerdo a este modelo se pueden clasificar los depósitos en función de su profundidad como: epizonales (< 6 km;  $\approx 0.5\text{--}1.5$  kb y  $\approx 150\text{--}300$  °C), mesozonales (6–12 km;  $\approx 1.5\text{--}3$  kb y  $\approx 300\text{--}475$  °C) e hipozonales (>12 km;  $\approx 3\text{--}6$  kb y  $\approx 475\text{--}700$  °C) (Gebre-Mariam *et al.*, 1995). Corresponden, respectivamente, a las facies metamórficas prehnita-pumpellita transicional a esquistos verdes, esquistos verdes y anfibolitas-granulitas.

Cada dominio del modelo presenta características distintivas que se sintetizan a continuación. En facies de menor grado metamórfico que los esquistos verdes predominan las estructuras frágiles caracterizadas por brechas y vetas de cuarzo que se cortan, mientras que en facies de anfibolitas el régimen dúctil da lugar a vetas de cuarzo paralelas a la foliación y reemplazamientos en zonas de cizalla. Existe una transición entre ambos estilos en los más habituales esquistos verdes.

Las texturas de las vetas de cuarzo también muestran una variación evidente: en la epizona se asemejan a las de otros tipos de depósitos (e.g., epitermales), con texturas en peine, plumosas, en escarpela o de relleno de pequeñas cavidades; en la mesozona imperan las texturas masivas o laminadas; y en la hipozona texturas granoblásticas de grano grueso evidencian grados metamórficos más altos.



En cuanto a la mineralogía y la asociación metálica, en la epizona es habitual un empobrecimiento en Au a favor de otros metales como Ag, Hg, Sb, Pb y S, y la asociación de alteración frecuente la componen ankerita/dolomita-mica blanca-clorita. En la mesozona la mineralización suele estar enriquecida en los elementos Au-As-Te-W, el oro suele mostrar una gran pureza (> 900) y la asociación mineral de la alteración puede estar compuesta por ankerita/dolomita-mica blanca-biotita (flogopita)-clorita±albita. A mayor profundidad y grado metamórfico, en la hipozona, la mena puede estar enriquecida en As, Bi, Cu y otros elementos poco comunes en los sistemas orogénicos, con asociaciones minerales semejantes a las observadas en los *skarn* (anfíbol-biotita-plagioclasa; diópsido-biotita-granate±feldespato K).

Un punto crucial del modelo cortical continuo reside en que las mineralizaciones de alta P-T hospedadas en rocas metamórficas de alto grado deben ser coetáneas con el pico de metamorfismo, pues en caso contrario significaría que habrían sido metamorfizadas hasta los grados superiores sin que exista tal continuidad. Groves (1993) se valió de varios estudios texturales y estructurales de las vetas, así como de la petrología de la alteración, para demostrar la contemporaneidad de los eventos mineralizantes y metamórficos. Sin embargo, en la actualidad se han puesto en tela de juicio las observaciones realizadas y algunos autores directamente rechazan las relaciones temporales propuestas para los depósitos involucrados en el desarrollo del modelo (e.g., Griffin's Find).

### 5.1 Eventos orogénicos favorables

El único cinturón de oro orogénico propuesto en México es el Cinturón de oro de Sonora, o también llamado Cinturón de Oro Orogénico de Caborca (COOC; en inglés COGB) por *Izaguirre et al. (2012)*, cuyo origen está ligado a la orogenia Larámide. Se ha reportado la presencia de posibles depósitos orogénicos en la Península de Baja California (Los Álamos y varios depósitos en el bloque de Los Cabos; *Clark y Fitz, 2009; Izaguirre et al., 2015*), en Michoacán (El Ahijadero-Los Pozos; *Montiel-Escobar, 2013*), en Oaxaca (área Santa Cruz Mixtepec; *Jiménez-Hernández, 2011*) y en Tamaulipas (gneis Novillo; *Montiel-Escobar et al., 2015*).

La evolución tectónica del noroeste de México presenta varios episodios potencialmente favorables a la formación de depósitos de oro orogénico. Por otro lado, el grado de exhumación es un factor crítico en la preservación y exposición en superficie de las mineralizaciones. A continuación se expondrá brevemente la favorabilidad de los principales eventos orogénicos registrados.

#### • *Orogenias Yavapai y Mazatzal*

Los eventos paleoproterozoicos de acreción de terrenos juveniles al margen suroeste de Laurencia parecen a priori especialmente favorables, sin embargo no se ha encontrado hasta la fecha ninguna mineralización aurífera orogénica, a pesar de los esfuerzos invertidos en fechar las vetas de Sonora y Arizona (*Izaguirre et al., 2016*). El nivel de exhumación inferido por el grado metamórfico de las rocas parece adecuado, quizás exceptuando la porción oriental de Mojavia y algunos bloques tectónicos de grado medio-alto repartidos en las tres provincias.

Sí que hay otros tipos de yacimientos minerales paleoproterozoicos en el suroeste de EUA, como los sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS) del cinturón de rocas verdes Pecos (*Slack et al., 2007*), en la provincia Mazatzal de Nuevo México, y los del distrito Jerome (*Anderson y Nash, 1972*), en la provincia Yavapai de Arizona, o el pórfido cuprífero Squaw Peak también en Arizona (*Sillitoe et al., 2014*).

Se puede concluir por lo tanto que es un enigma la ausencia aparente de mineralizaciones de oro orogénico en el Precámbrico del suroeste de Laurencia. La escasez de afloramientos puede ser una excusa en México pero no en el caso de EUA, por lo tanto o no se han encontrado todavía o no los hay. Si es cierto lo último podría estar relacionado con la propia génesis tectónica de los terrenos amalgamados o particularidades de los mecanismos tectónicos proterozoicos.

#### • *Orogenia Sonorensis*

La orogenia Sonorensis es la fase terminal de la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora, que supone la colisión durante el Carbonífero-Pérmico del margen convergente de Sudamérica (Gondwana) contra el margen pasivo meridional de Laurencia, cerrándose de esta forma el océano Reico.

La parte sur de Sonora, más afectada por esta orogenia colisional, no presenta un metamorfismo regional significativo ligado a este evento. En el Alóctono Sonorense (parautóctono realmente) se han preservado grandes depósitos de barita estratiforme relacionados genéticamente con chimeneas frías de metano o “*cold seeps*” (Torres *et al.*, 2003; Canet *et al.*, 2014).

En la región de El Fuerte del norte de Sinaloa esta orogenia sí que produjo un metamorfismo regional de baja P-T, tipo Buchan, con un gradiente termal alto y baja presión de acuerdo a Vega-Granillo *et al.* (2011). Las metapelitas de la formación Río Fuerte presentan una transición entre las facies de esquistos verdes y de anfibolitas. Para una muestra de esta formación los autores del estudio calculan unas condiciones de temperatura de ~480 a ~510 °C y de presión de ~2.5 a ~4 kbar, compatibles con las condiciones de emplazamiento de las vetas orogénicas. En la región hay prospectos auríferos, pero no se conoce la tipología de los mismos.

Se concluye que el norte de Sinaloa y el extremo sur de Sonora presentan un potencial favorable a la presencia de depósitos de oro orogénico formados durante la orogenia Sonorense.

#### • **Acresión de Alisitos**

La acresión cretácica del arco Alisitos al continente de Norteamérica es un evento con gran potencial, que ocupará el próximo apartado. La colisión ocasionó una serie de fenómenos geológicos favorables a la formación de oro orogénico: engrosamiento cortical del orógeno, probablemente *underplating* máfico, profuso magmatismo (plutones “La Posta”), metamorfismo regional (desde sub-esquistos verdes a anfibolitas) y exhumación diferencial (desde menos de 5 km hasta ~20 km) (Alsleben *et al.*, 2014). Hay que destacar que los grandes cinturones de oro ligados al orógeno Cordillerano (e.g., Juneau, Mother Lode) se formaron en un contexto tectónico similar de acresión de terrenos oceánicos alóctonos o parautóctonos (Goldfarb *et al.*, 2008).

Las minas antiguas y prospectos auríferos son muy abundantes en la Península de Baja California, especialmente en el norte, donde se ubica el pequeño distrito de Los Álamos (Ensenada, estado de Baja California). En el sur, en el bloque de Los Cabos, se encuentran los depósitos de Los Uvares, El Triunfo-San Antonio, Concordia y Paredones Amarillos. La actividad hidrotermal en Los Uvares está fechada por trazas de fisión en apatito entre ~80–100 Ma (Chávez-Carrillo *et al.*, 1999), y en los cercanos Concordia-Paredones Amarillos se han reportado intrusivos de edades entre 91 y 79 Ma sobreyaciendo y cortando las rocas mineralizadas (Cendejas-Cruz y Aldana-Hernández, 2008; Clark y Fitch, 2009), por lo que Izaguirre *et al.* (2015) sugieren una edad comprendida entre los 80–90 Ma para las mineralizaciones de esta área.

#### • **Orogenia Larámide**

El COOC se extiende desde el sureste de California (mina American Girl; montañas Cargo Muchacho) hasta el centro de Sonora (mina La Colorada, 45 km al SE de Hermosillo), a lo largo de un cinturón de más de 600 km y 60–80 km de ancho según la propuesta de Izaguirre *et al.* (2017). Estos autores presentan las evidencias que permiten clasificar los depósitos como de tipo oro orogénico:

- La asociación mineral predominante en las vetas incluye cuarzo, carbonatos (calcita, siderita, ankerita), micas blancas (moscovita y sericita), piritita, galena y oro; aunque también se han observado turmalina, esfalerita, covellina, scheelita y teluridos de Au-Ag.
- Los fluidos mineralizantes del COOC presentan características similares a otros yacimientos de oro orogénico del mundo: temperaturas de formación comprendidas entre ~260 y 370 °C, baja salinidad (~2–11 % en peso equivalente de NaCl), enriquecimiento en N<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub> (1–11 % mol), y valores de δ<sup>18</sup>O de 7‰ a 17‰ y δD de –39 a –107‰ en cuarzo y micas blancas.
- La edad de las vetas oscila entre 69 y 36 Ma, con el pico de la mineralización a los 61 Ma. Cuando la roca encajante son intrusivos, la edad de estos es más antigua, de lo que se deduce que no hay relación genética de las mineralizaciones con el magmatismo.

Izaguirre *et al.* (2012) realizan un estudio de balance de masas entre rocas encajantes alteradas y frescas de la mineralización del cinturón y sostienen que en el COOC se da una homogeneidad geoquímica de la alteración hidrotermal. Para explicar esta circunstancia se hace necesario invocar a un origen profundo de los fluidos y su liberación durante un evento corto de gran escala (pudieron ser varios ciclos o pulsos), escenario que es congruente con un fenómeno de granulitización/eclogitización de la base de la corteza continental y su posterior delaminación. De esta forma los fluidos mineralizantes no se producirían según la hipótesis más extendida mediante reacciones de deshidratación metamórficas en la transición entre facies de esquistos verdes y anfibolitas, si no entre facies de anfibolitas y granulitas.

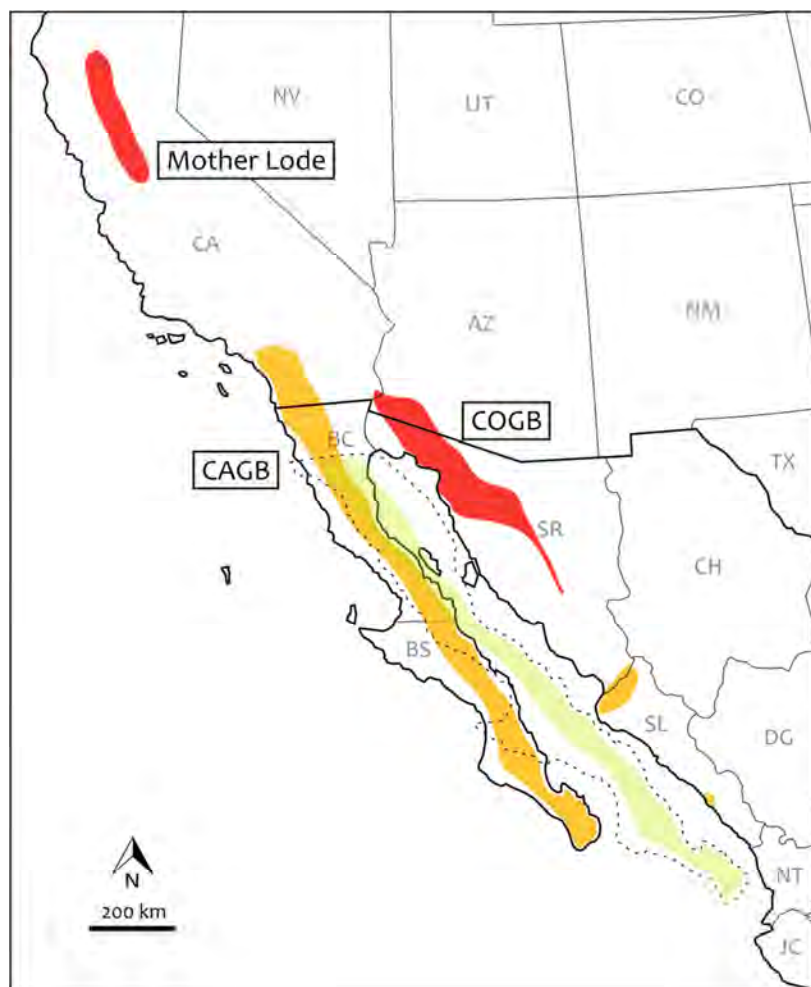
Los fluidos metamórficos encontrarían canales de transporte apropiados en fallas de alto ángulo, que son de esperar en una cuña orogénica engrosada y sometida a esfuerzos transpresivos. Aquellas fallas inversas que se formaron en los primeros estadios del orógeno a medida que aumentaba la deformación rotaron y pudieron verticalizarse, mientras que parte de la deformación se canalizaba en sistemas transcurrentes de alto ángulo. Ambos tipos de estructuras son muy eficaces en la rápida migración vertical de los fluidos mineralizantes.

## 5.2 Oro orogénico en la Península de Baja California

En el apartado anterior se discutió el potencial para formar mineralizaciones de oro orogénico de los eventos tectónicos sucedidos en el noroeste de México, y al margen de la indiscutible orogenia Larámide, la colisión de Alisitos es el evento más favorable. En base al modelo tectónico, a los distritos con supuestas mineralizaciones orogénicas (Los Álamos y aquellos del bloque de Los Cabos) y a la multitud de minas y prospectos auríferos reportados por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) a lo largo de toda la Península de Baja California, pero especialmente en su parte norte, se puede visualizar un cinturón de oro desde la Alta California (California) hasta Los Cabos (Baja California Sur) (Fig. 11). Partes de este cinturón podrían situarse en el anteriormente colindante territorio de Sinaloa, y quizás también norte de Jalisco y sur de Sonora, donde existen mineralizaciones que pudieran ser mesotermales (M. Rocha, comunicación personal). La extensión longitudinal potencial del cinturón alcanzaría aproximadamente los 1,450 km (en parte cubierto por materiales cenozoicos) y su anchura sería muy variable y difícil de predecir.

Para comprobar esta hipótesis se visitaron varias minas antiguas de oro en el norte del estado de Baja California, a lo largo de dos transectos este-oeste: desde la ciudad de Tijuana hasta la base del puerto de la Rumorosa al noroeste de Laguna Salada en Mexicali (perfil norte); y desde las inmediaciones de Camalú, en la costa pacífica al sur de Ensenada, hasta la población de San Felipe en la costa del Golfo de California (perfil sur).

Los resultados que se mostrarán a continuación permiten especular con la existencia de un nuevo cinturón de oro orogénico, que en este texto se bautiza como Cinturón de Oro de California o California Gold Belt, cuyo acrónimo sería CAGB. El nombre California, hoy en día restringido en su uso para denominar al estado de EUA, fue originariamente dado a la Península de Baja California por los exploradores españoles en el siglo XVI, y en este caso se recupera su aceptación original.

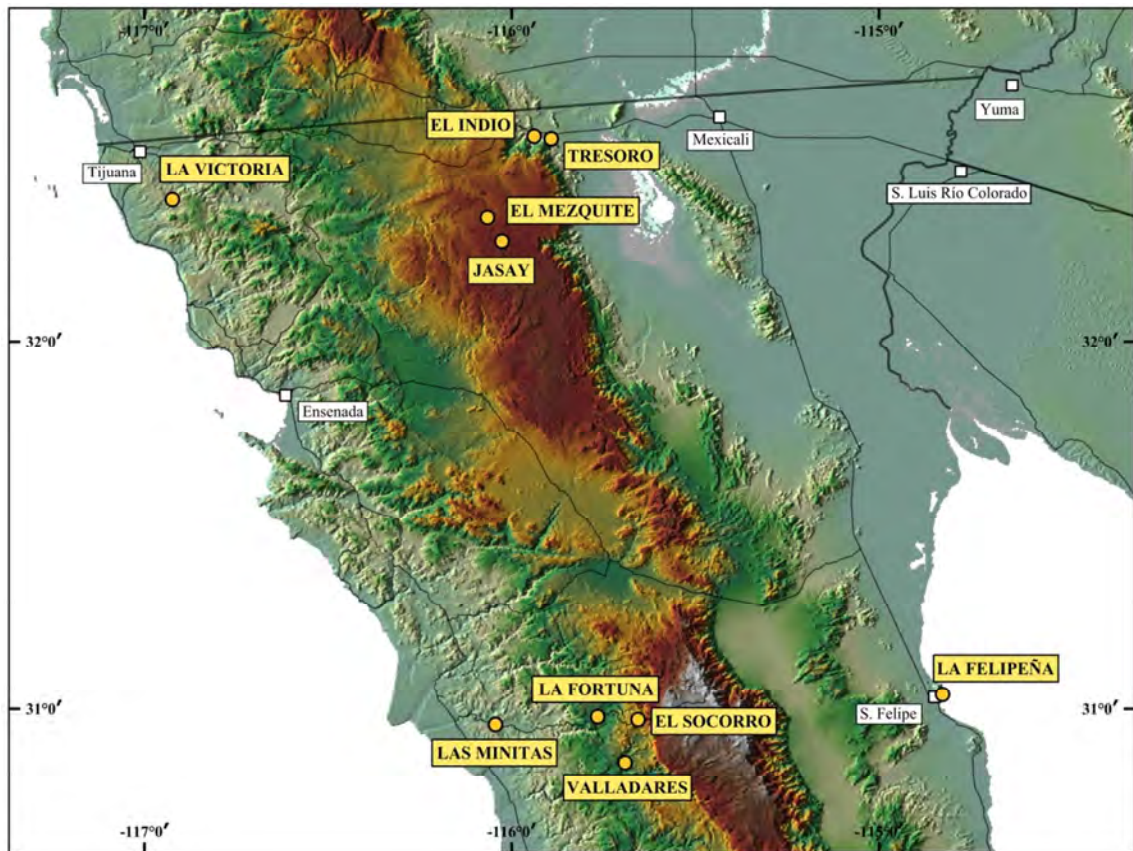


**Fig. 11.** Mapa con la distribución de los grandes cinturones de oro orogénico conocidos del suroeste de Norteamérica (polígonos rojos) y el hipotético cinturón de oro de California o CAGB (polígonos amarillos). El CAGB se ha dibujado de forma continua desde la Alta California hasta Los Cabos adaptándolo a la extensión del Batolito de las Sierras Peninsulares, aunque parte de su extensión está cubierta hoy en día por materiales cenozoicos. La Península de Baja California restituida se muestra mediante trazo discontinuo, facilitando la visualización de la conexión del CAGB con zonas en Sinaloa (El Fuerte y Mazatlán) que albergan posibles mineralizaciones mesotermiales (M. Rocha, comunicación personal).



### · Depósitos muestreados

En ambos perfiles se muestrearon cinco labores mineras, durante una semana de enero del año 2018 (Fig. 12). Debido a que el tiempo que se dispuso fue muy limitado, el muestreo se ha de considerar como preliminar, y poco o nada se puede aportar sobre la geología local. Por otro lado, no ha habido tiempo ni recursos materiales para aplicar métodos de geocronología ni otros analíticos (e.g., geoquímica de isótopos estables), aunque se espera poder realizarlos en un futuro cercano. A continuación se presentan las observaciones realizadas en campo, complementadas ocasionalmente por petrografía de luz transmitida y reflejada (cuatro láminas delgadas pulidas de localidades diferentes) y microtermometría de inclusiones fluidas.

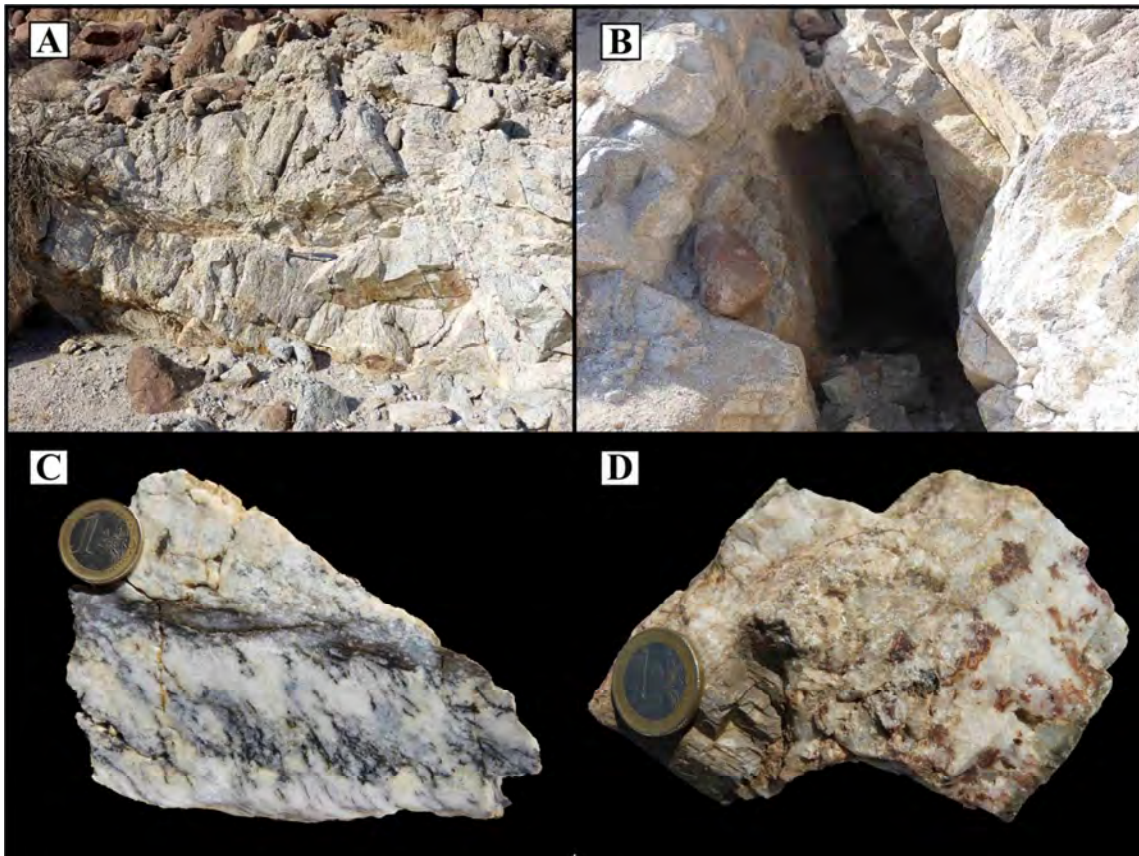


**Figura 12.** Ubicación de las minas y prospectos visitados en el estado de Baja California; discutidos en el texto.

## PERFIL NORTE

### Mina Tesoro:

- *Municipio:* Tecate
- *Coordenadas:* 32° 33' 0.88" N; 115° 53' 33.21" O
- *Asociación mineral veta:* cuarzo-carbonato-sulfuros (oxidados)-moscovita
- *Alteración:* leve sericitización y cloritización.
- *Encajante:* granito de biotita.
- *Descripción:* vetas centimétricas emplazadas en zonas de cizalla y fracturas extensionales secundarias que muestran signos ocasionales de deformación frágil-dúctil (Fig. 13). Halos de alteración de escaso desarrollo. Dos galerías de desarrollo desconocido, escaso a tenor de las escombreras junto a ellas.



**Figura 13.** Mina Tesoro. (A) Afloramiento de un sistema de vetas. Al menos se pueden apreciar 3 familias: la principal subhorizontal ondulada, oblicuas de bajo ángulo (fracturas R) y de alto ángulo (fracturas T) buzando hacia la derecha de la imagen. (B) Tajo y galería que aprovecha una veta de cuarzo subvertical emplazado en una falla. El grosor de la veta en su parte superior es de aproximadamente 20 cm. Obsérvense las fracturas subordinadas oblicuas buzando hacia la derecha de la imagen. (C) Delgada veta alojada en una cizalla que muestra deformación frágil-dúctil. (D) Veta de cuarzo y carbonatos (junto a la moneda, con marcada exfoliación romboédrica).

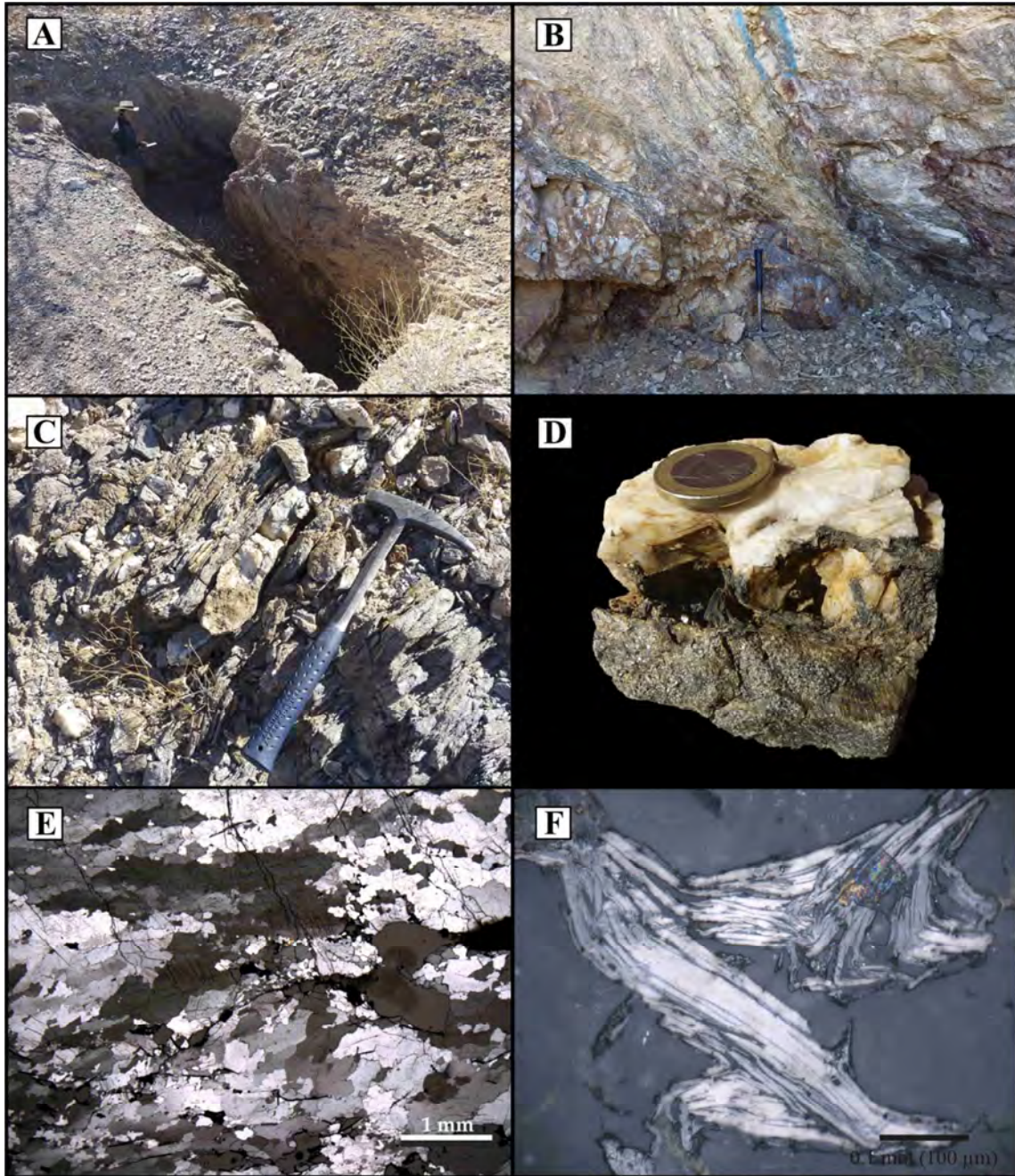


**Mina El Indio:**

- *Municipio:* Tecate
- *Coordenadas:* 32° 33' 25.56" N; 115° 56' 20.09" O
- *Asociación mineral veta:* cuarzo-carbonato-micas blancas-turmalina-grafito-granate-feldespató-biotita?
- *Alteración:* no observada.
- *Encajante:* esquistos cortados por intrusivos ocasionales, ambas litologías deformadas.
- *Descripción:* vetas de escaso desarrollo emplazadas de forma concordante a favor de la foliación y en fallas inversas (Fig. 14). Las labores mineras observadas consisten en dos socavones subverticales y de profundidad desconocida (> 10 m).

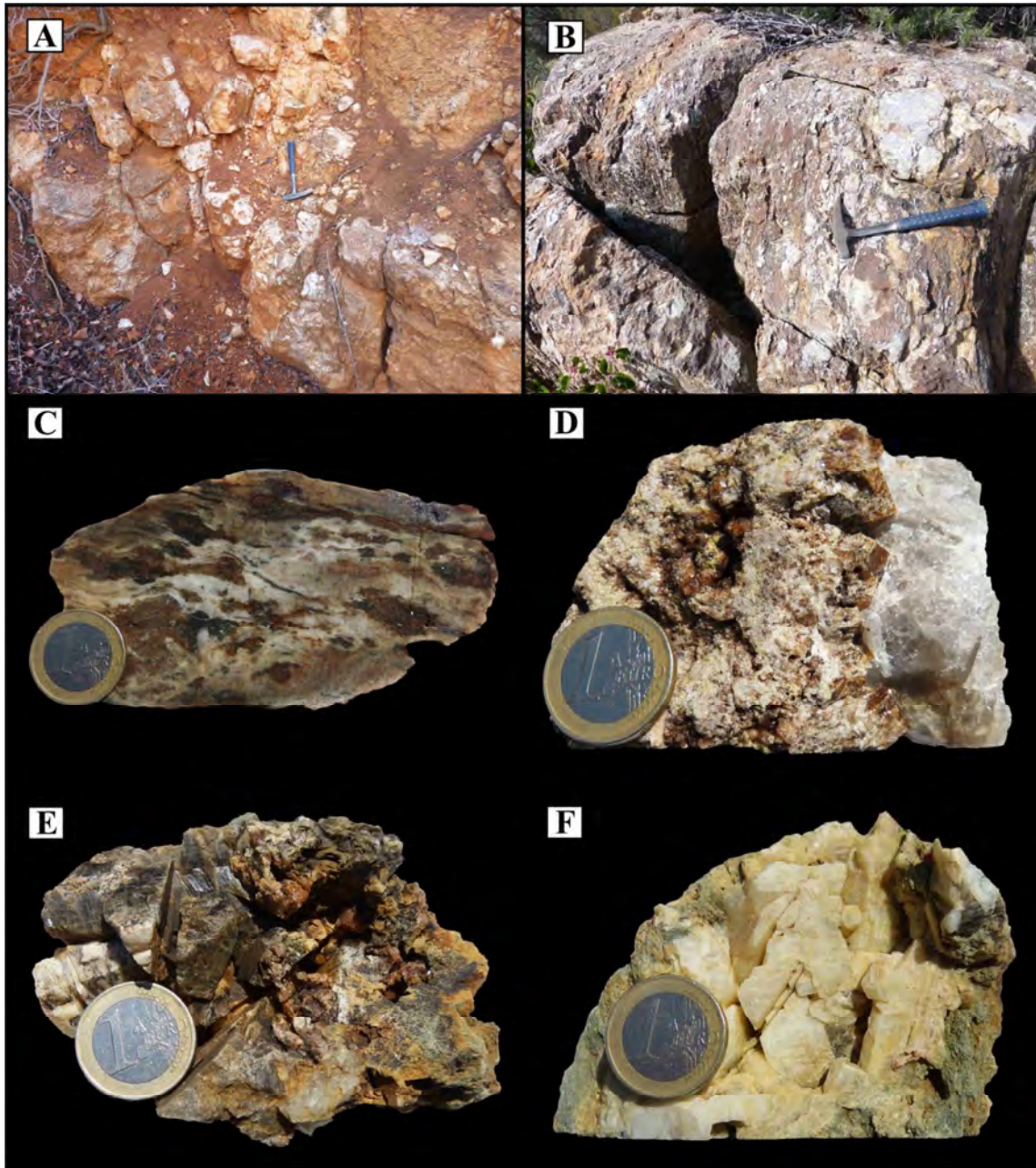
**Prospectos de Jasay (La Huata y Las Margaritas):**

- *Municipio:* Ensenada
- *Coordenadas:* 32° 16' 17.91" N; 116° 1' 24.89" O
- *Asociación mineral veta:* cuarzo-granate-epidota-albita
- *Alteración:* muy meteorizado; no observada.
- *Encajante:* esquistos granatíferos y rocas calcosilicatadas.
- *Descripción:* se observan vetas de cuarzo intercaladas entre rocas calcosilicatadas que muestran grandes cristales de grosularia, epidota y albita (consultar Apéndice: DRX) (Fig. 15). El aspecto es similar al de un *skarn*, sin embargo, no se han encontrado algunos elementos característicos de este tipo de mineralización (e.g., óxidos de hierro, anfíboles, piroxenos). Las labores mineras a las que se tuvieron acceso fueron dos catas de reducidas dimensiones, con malas exposiciones de las rocas mineralizadas.



**Figura 14.** Mina El Indio. (A) Uno de los dos socavones observados. El plano inclinado subvertical profundiza al menos 15 metros. (B) Detalle de la pared del socavón. Vetas de cuarzo hospedadas en una falla inversa con *dúplex* imbricados en las metapelitas (parte interna, arriba izda.) y *boudines* en intrusivos félsicos (parte inferior izda.). (C) Veta de cuarzo con granates (punto rojo en la parte central) concordante con la foliación del esquisto granatífero encajante. (D) Muestra de mano de una veta de cuarzo con carbonato rico en hierro y turmalina variedad chorlo (e.g., bajo la moneda en el borde veta-encajante; consultar Apéndice: DRX)). (E) Detalle de la deformación del cuarzo de una veta (nícoles cruzados). A la deformación cizallante dextral (sigmoide de cuarzo policristalino en la parte inferior) se le superpone un entramado de fracturas de tensión (oblicuas a alto ángulo; buzan a la dcha.). La muestra presenta recristalización dinámica de tipo GBM (*grain boundary migration*). (F) Detalle de hojuelas de grafito incluidas en una veta de cuarzo (luz reflejada).

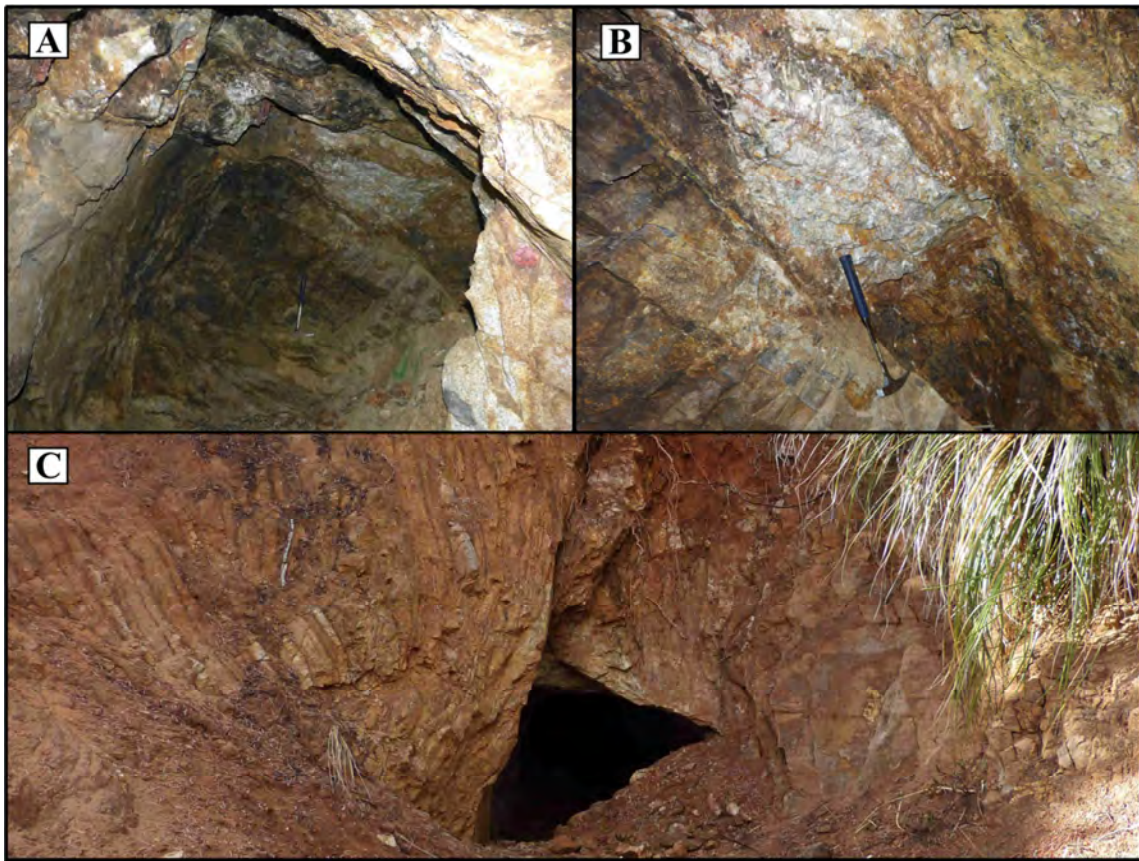




**Figura 15.** Labores mineras en La Huata y Las Margaritas, Jasay. **(A)** Cata de prospección; rocas calcosilicatadas cortadas por vetas irregulares de cuarzo. **(B)** Afloramiento de esquistos gnéisicos granatíferos. **(C)** Muestra de mano del afloramiento anterior. **(D)** Granatita con veta de cuarzo. **(E)** Muestra compuesta por epidota, grosularia y albita. **(F)** Cristales de albita blancos, algunas trazas de grosularia (rosa) y encajante metasomatizado de color verdoso.

### Mina El Mezquite:

- *Municipio*: Tecate (Ejido Pino Suárez)
- *Coordenadas*: 32° 20' 11.25" N; 116° 3' 57.75" O
- *Asociación mineral veta*: cuarzo-pirita-calcopirita-moscovita?-grafito?
- *Alteración*: no observada.
- *Encajante*: granito y metapelitas-metasamitas.
- *Descripción*: la veta principal mineralizada presenta un grosor irregular (desde cm a dm) y desarrollo en dirección de pocas decenas de metros al menos (longitud de la galería) (Fig. 16). La veta arma en el contacto mecánico entre rocas metasedimentarias plegadas y un granitoide. Esta veta se explotó mediante una galería horizontal rectilínea, pero en la concesión minera pudo haber otras galerías similares.

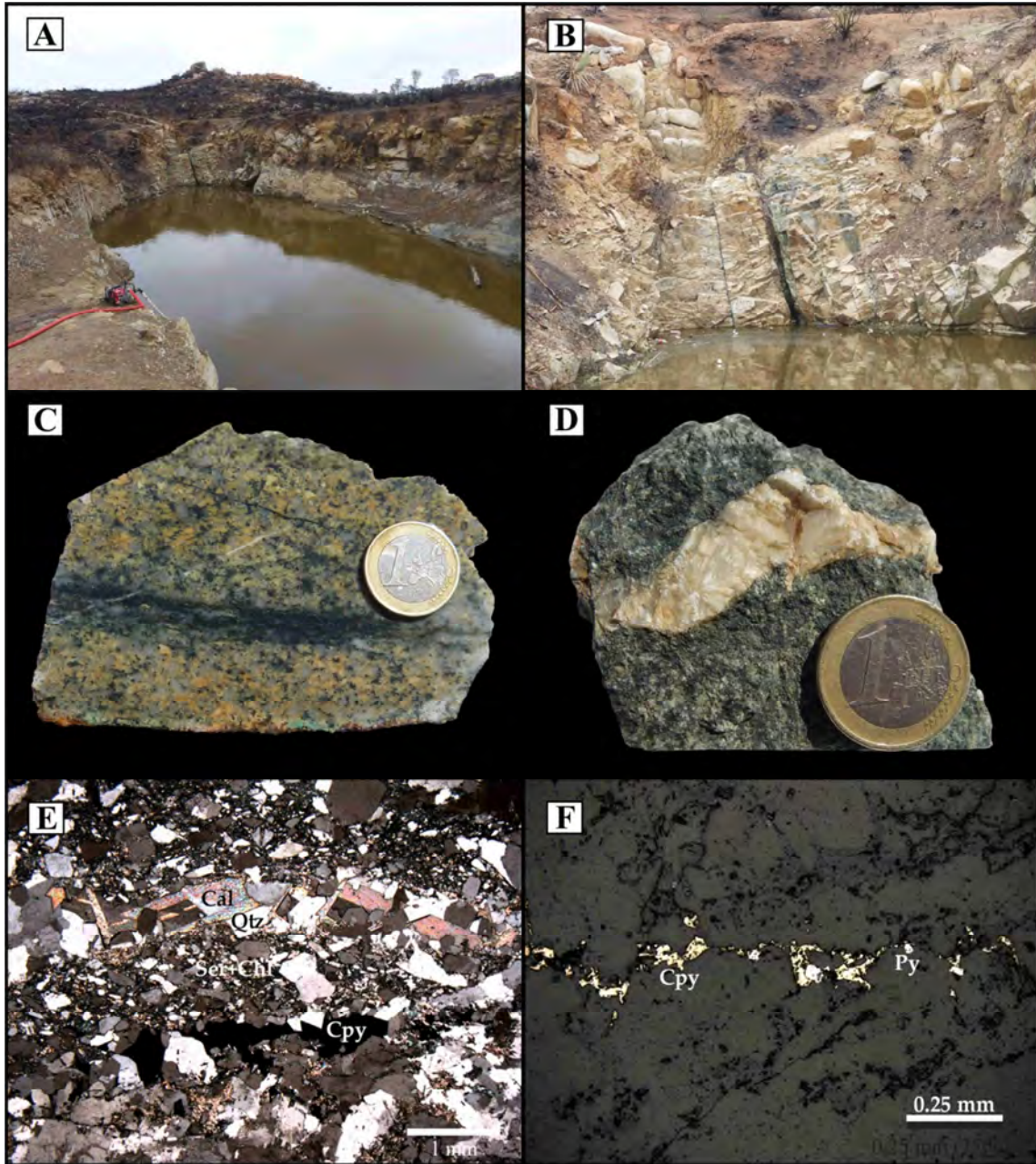


**Figura 16.** Mina El Mezquite. (A) Veta de cuarzo emplazada en el contacto mecánico entre las rocas metasedimentarias (izda.) y un granitoide (dcha. en primer término). (B) Detalle de la veta de cuarzo mineralizada. (C) Bocamina; a la izquierda rocas metasedimentarias plegadas; centro vetas en el contacto entre las anteriores y un intrusivo granítico, asimismo cortando a este último; derecha nuevamente rocas metasedimentarias deformadas.

**Mina La Victoria:**

- *Municipio:* Tijuana
- *Coordenadas:* 32° 23' 5.60" N; 116° 55' 25.48" O
- *Asociación mineral veta:* cuarzo-carbonato-calcopirita-pirita-sericita
- *Alteración:* cloritización, sericitización, carbonatización.
- *Encajante:* granito de biotita.
- *Descripción:* vetas de cuarzo lechoso con sulfuros (calcopirita, pirita subordinada), calcita y sericita, con cloritización±carbonatización±sericitización como alteración asociada (Fig. 17; consultar Apéndice: DRX). Los halos de alteración tienen espesor variable, hasta varios decímetros, y contienen calcopirita diseminada. El sistema de vetas principal presenta una dirección ENE-OSO, con buzamientos elevados hacia el S, y parece emplazado en una estructura transpresiva.





**Figura 17.** Mina La Victoria, junto al rancho Las Minas. (A) Pequeña corta inundada que atestigua las labores mineras realizadas. (B) Detalle del extremo E de la corta atravesado por la red filoniana principal. (C) Muestra de mano LV-3; vetillo de cuarzo con carbonatos y sulfuros (calcopirita principalmente) desarrollado en una delgada zona de cizalla. (D) Muestra del halo de alteración clorítico afectando al granito, cortado por una veta de carbonato claro y con calcopirita diseminada. (E) Lámina delgada pulida de la muestra LV-3 bajo luz transmitida; se observa la asociación mineral Qtz-Cal-Cpy-Py-Ser-Chl en torno a una pequeña zona de cizalla. (F) Misma lámina bajo luz reflejada, la mena es calcopirita y pirita.

## PERFIL SUR

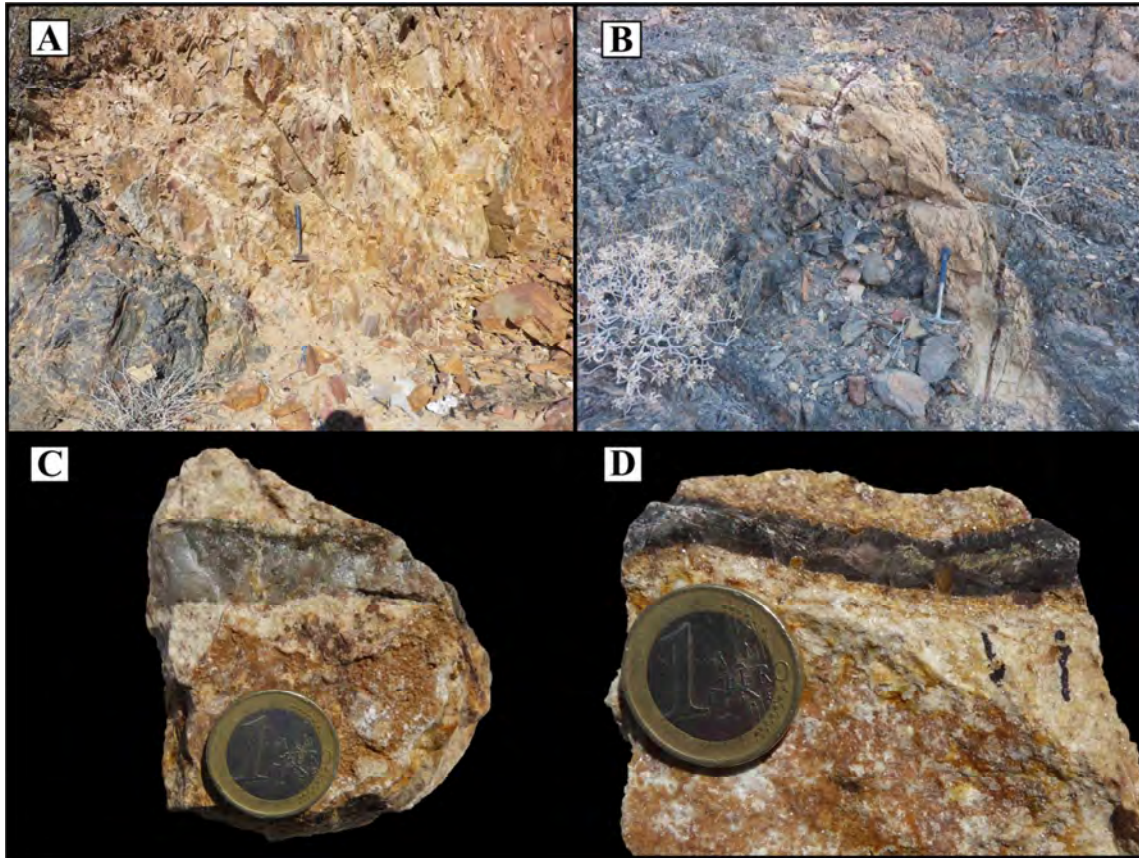
### **Mina La Felipeña:**

- *Municipio:* Mexicali
- *Coordenadas:* 31° 2' 21.03" N; 114° 49' 37.57" O
- *Asociación mineral veta:* cuarzo-carbonatos-sulfuros (oxidados)-moscovita-turmalina
- *Alteración:* silicificación, feldespaticización?
- *Encajante:* rocas metasedimentarias y diques graníticos.
- *Descripción:* sistemas de vetas de escasa longitud y grosor, pero relativamente alta concentración, encajadas en la serie de rocas metasedimentarias intruidas por diques graníticos de los cerros circundantes a San Felipe (Fig. 18). En el área se encontraron pequeñas catas puntuales, algunas de aspecto estéril, tanto entre las rocas metasedimentarias como en los intrusivos. La morfología de las vetas varía según el encajante; en el caso de las metasedimentarias son más irregulares y se adaptan a la deformación (plegamiento y fallamiento), mientras que entre los intrusivos son más regulares y rectilíneas, y arman favorablemente en fracturas extensionales.

### **Mina El Socorro:**

- *Municipio:* Ensenada
- *Coordenadas:* 30° 58' 16.20" N; 115° 39' 21.01" O
- *Asociación mineral veta:* cuarzo-mica blanca-turmalina-magnetita
- *Alteración:* no observada.
- *Encajante:* rocas metavolcánicas (Fm. Alisitos).
- *Descripción:* explotado como un depósito de placer, en la gravera de un torrente de la Sierra de San Pedro Mártir (Fig. 19). Sin embargo en los pocos afloramientos que se pudieron observar se encontraron pequeñas vetas de cuarzo con salbandas de micas blancas. Hay apilamientos de rocas cuarzosas, pero la mayoría pudieran ser fruto de la erosión de diques pegmatíticos, abundantes en la región. Algunos de los cantos rodados presentan magnetita y turmalina, y en un caso se observaron también micas blancas.





**Figura 18.** Mina La Felipeña, junto al núcleo urbano de San Felipe. **(A)** Dique granítico mineralizado cortando la serie metasedimentaria. Las delgadas pero rectilíneas vetas muestran buzamientos aparentes hacia la parte inferior derecha de la imagen. Nótese los halos de alteración de color más claro que la roca encajante. **(B)** Vetilleos y halos de alteración asociados encajados en la serie metasedimentaria; observado en los cerros cercanos a la mina. **(C)** Veta de cuarzo con turmalina (bordes oscuros) y silicificación-feldespatización en la aureola. **(D)** Muestra LF-03; veta de calcita bordeado por una salbanda de micas blancas (consultar Apéndice: DRX); misma alteración que en la muestra anterior.



**Figura 19.** Paraje donde se encuentra el depósito de placer conocido como El Socorro, al fondo la Sierra de San Pedro Mártir. Obsérvense el torrente (extremo dcha. inferior), los apilamientos de rocas cuarzosas y algunos afloramientos de la Fm. Alisitos en el talud de la carretera y en algunos montículos.

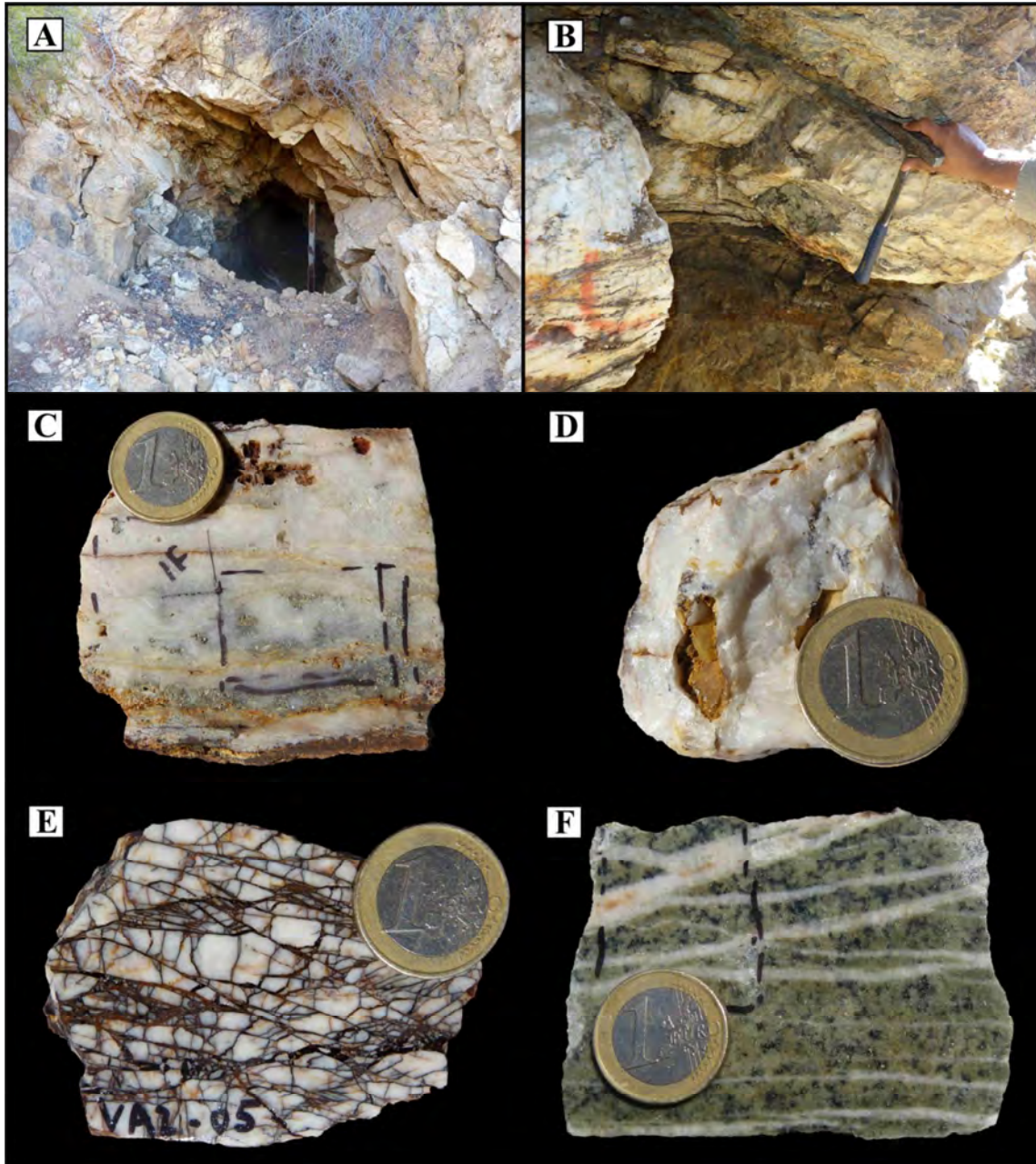
### **Mina Valladares:**

- *Municipio:* Ensenada
- *Coordenadas:* 30° 51' 46.28" N; 115° 41' 28.64" O
- *Asociación mineral veta:* cuarzo-carbonato-pirita-calcopirita-mica blanca
- *Alteración:* cloritización, sericitización, silicificación, piritización, carbonatización.
- *Encajante:* granito de biotita.
- *Descripción:* conjunto de galerías de escaso desarrollo alrededor del arroyo que baja desde el rancho Santa Cruz en el paraje de Valladares. Mineralización compuesta por vetas de cuarzo lechoso con sulfuros (pirita mayoritariamente, calcopirita y de forma subordinada molibdenita), micas blancas y puntualmente vetilleo de carbonatos (Figs. 20 y 21). Las vetas de mayores dimensiones encajan principalmente en pequeñas fallas y se explotaron mediante galerías de escaso desarrollo. También se observaron vetas de menor grosor y continuidad aflorando en los alrededores de las galerías mineras, emplazadas en estructuras con la misma orientación (vergencia E).

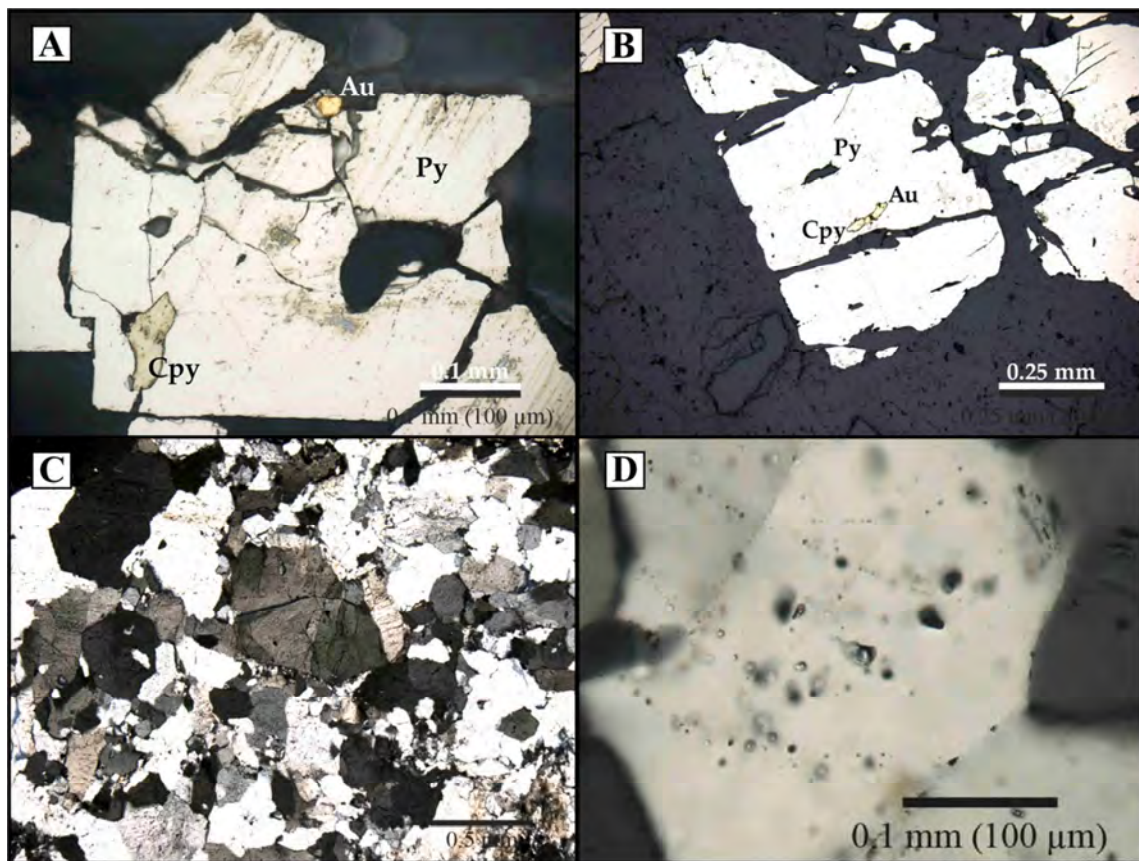
### **Mina La Fortuna:**

- *Municipio:* Ensenada
- *Coordenadas:* 30° 58' 43.86" N; 115° 45' 57.69" O
- *Asociación mineral veta:* cuarzo-ankerita-pirita-calcopirita-mica blanca
- *Alteración:* cloritización, sericitización, silicificación, piritización, carbonatización.
- *Encajante:* granito de biotita (plutón San José, 105 Ma; Johnson *et al.*, 2003).
- *Descripción:* vetas de cuarzo-carbonatos con sulfuros minoritarios encajadas en un granito, con halos de alteración zonados de grosor centimétrico a pocos decímetros (Figs. 22 y 23). Hay evidencias de deformación frágil-dúctil. A la labor principal se accedía por un pozo vertical; el buen estado de las instalaciones mineras denotan su abandono reciente.



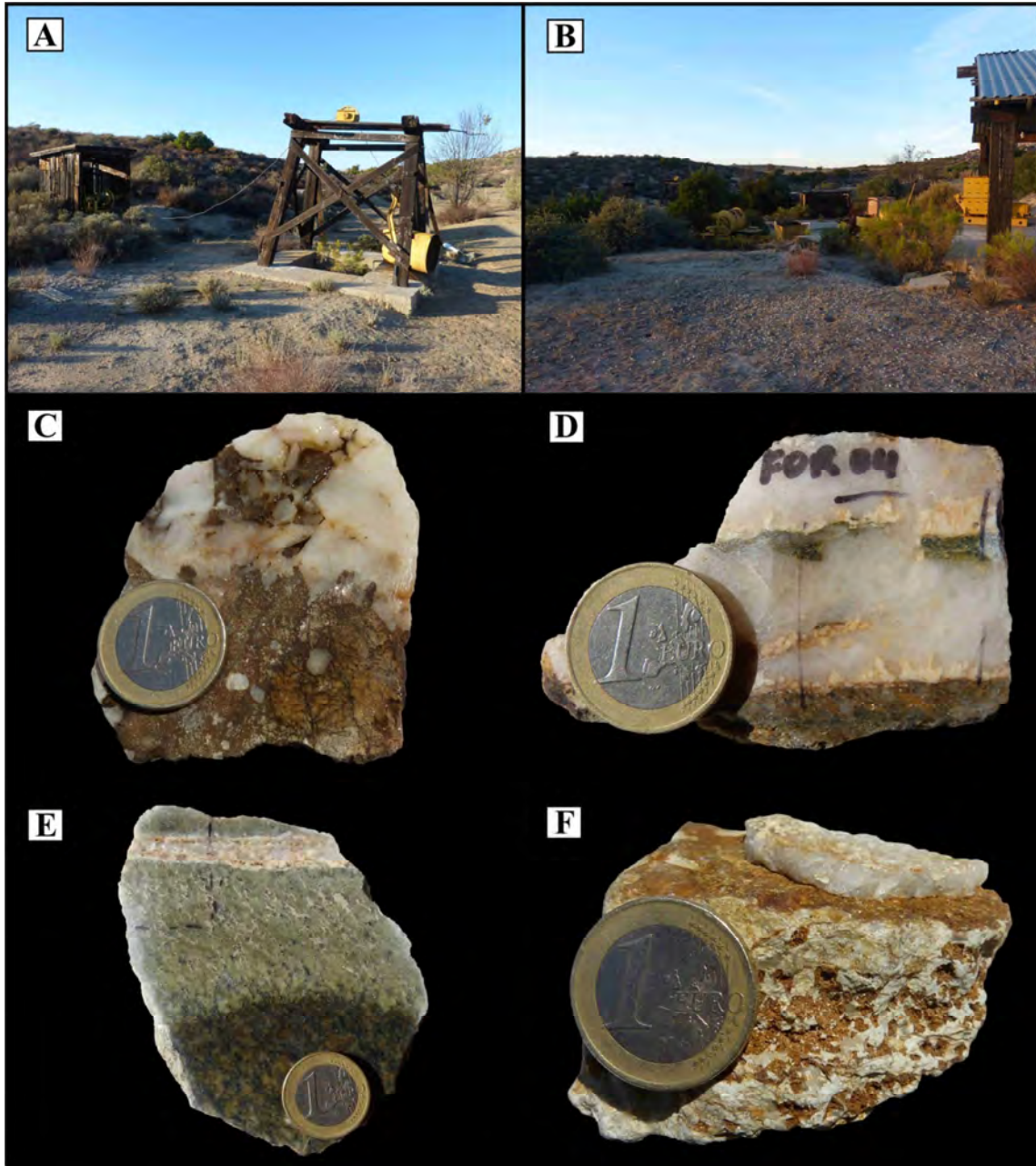


**Figura 20.** Mina Valladares, al suroeste del plutón El Potrero. **(A)** Galería para el beneficio de un filón emplazado en una falla inversa. El sistema de vetas se desarrolla preferencialmente en la zona de daño de falla a favor de fracturas sintéticas de tipo P, R e Y (parte superior izda. de la bocamina). **(B)** Veta de cuarzo decimétrica con morfología laminada, emplazada en una falla. **(C)** Veta de cuarzo laminada con pirita. **(D)** Veta de cuarzo con pirita y molibdenita (consultar Apéndice: DRX). **(E)** Veta de cuarzo deformada frágilmente en la que la incorporación de los sulfuros (oxidados) se produjo a favor de fracturas secundarias. **(F)** Encajante granítico alterado hidrotermalmente y cortado por un entramado de finas vetas de carbonatos subparalelas a oblicuas de bajo ángulo.

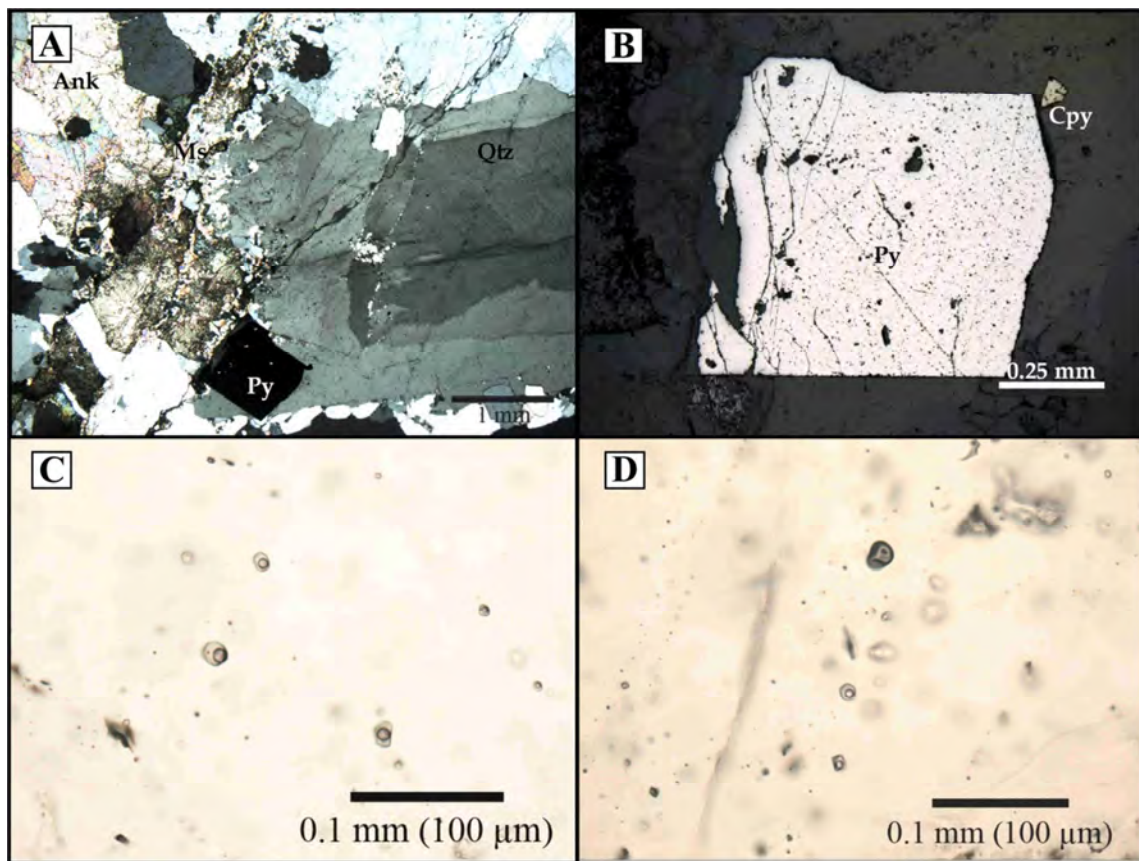


**Figura 21.** Mina Valladares, petrografía de la muestra VAL2-01. **(A)** Pirita encapsulando oro nativo y un pequeño cristal de calcopirita. **(B)** Otra microfotografía mostrando oro y calcopirita encapsulados en un cristal de pirita. **(C)** Mosaico policristalino de cuarzo, en algunos casos con lamelas de deformación (cristal centro imagen, en semi-extinción) y extinción ondulante sectorial. Se puede observar una zona de deformación que corta de forma oblicua la imagen, desde el margen superior izquierdo hasta el inferior derecho. Puede haber cierto grado de recristalización dinámica de tipo BLG (*bulging*). **(D)** En el centro de la imagen, inclusión fluida trifásica; líquido acuoso envolviendo a lo que posiblemente sea una burbuja de  $\text{CO}_2$  líquido, dentro de la cual hay otra burbuja gaseosa (tentativamente  $\text{CO}_2 + \text{CH}_4$ ).





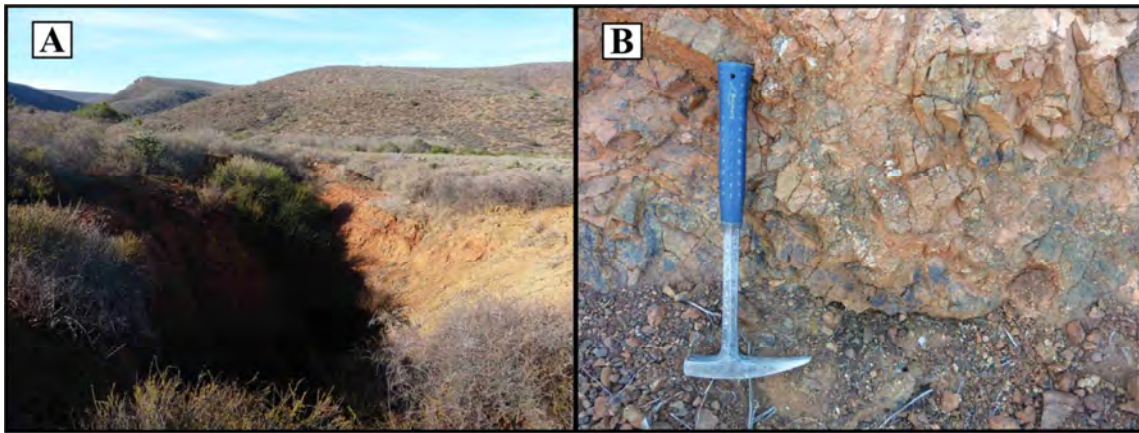
**Figura 22.** Mina La Fortuna, en el borde SSO del plutón San José. **(A)** Pozo vertical para la extracción de mineral. **(B)** Vista general de la explotación minera. **(C)** Veta de cuarzo con ankerita (consultar Apéndice: DRX). Cristales euhedrales de cuarzo. **(D)** Muestra FOR-04; borde de una veta de cuarzo-carbonatos con textura laminar interna, evidenciada por los crecimientos de carbonatos sobre fragmentos del encajante alterado en el interior de la veta. **(E)** Veta de cuarzo-carbonatos en el granito encajante, con zonación de la alteración. La deformación observada en los bordes de la veta sugiere un movimiento cizallante sinistral; el cuarzo acomoda de forma frágil-dúctil gran parte de la deformación, los feldespatos rotan y se fracturan. **(F)** Fragmento de una veta de cuarzo en la parte superior de la muestra, y halo de alteración bajo esta con piritización y sericitización. Obsérvense los fantasmas de cubos de pirita (reemplazados por oxi-hidróxidos de Fe); micas blancas concentradas en la salbanda, sericita en la envolvente confiriendo un color más claro y menos dureza a la roca.



**Figura 23.** Mina La Fortuna, petrografía. **(A)** Lámina delgada pulida FOR-04; se puede observar la asociación mineral completa característica de mineralizaciones de oro orogénico: cuarzo, carbonatos, sulfuros y micas blancas. Desde la parte superior derecha a la inferior izquierda cruza la imagen una fractura. Por la distribución y geometría de las fracturas subordinadas (tipos P, R y T; centro y parte superior dcha. de la imagen) puede sugerirse un desplazamiento relativo lateral derecho. El cristal de cuarzo en semi-extinción de la parte derecha presenta lamelas de deformación, así como límites entre subgranos, y parece afectado por cierto grado de recristalización dinámica de tipo BLG (*bulging*). **(B)** Cubo de pirita (detalle del observado en la figura anterior) con un pequeño cristal de calcopirita junto a su borde derecho superior. **(C)** En la parte central, tres inclusiones fluidas trifásicas, compuestas probablemente por un fluido acuoso (envolvente),  $\text{CO}_2$  líquido y  $\text{CO}_2 + \text{CH}_4$  en fase gaseosa (burbuja interna, "bailona"). **(D)** A lo largo de un eje vertical que pasa por el centro de la fotografía, en la parte superior una inclusión monofásica gaseosa, y abajo dos inclusiones trifásicas de características similares a las de la anterior imagen.

### Prospecto Cañada Las Minitas:

- *Municipio*: Ensenada
- *Coordenadas*: 30°57' 27.45" N; 116° 2' 39.37" O
- *Asociación mineral veta*: cuarzo-calcopirita (mayoritariamente alterada)-micas alteradas
- *Alteración*: muy meteorizado; cloritización, otros?
- *Encajante*: andesita?
- *Descripción*: en una pequeña cata se observaron vetillos de cuarzo lechoso con sulfuros generalmente oxidados (calcopirita, sulfuros secundarios y carbonatos de Cu), con pequeños ribetes ocasionales de micas blancas, encajados en rocas meteorizadas y alteradas, difíciles de clasificar a visu (Fig. 24).



**Figura 24.** Prospecto “Cañada Las Minitas”, junto a rancho Los Pinos en Misión de San Telmo. (A) Cata de prospección de pocos metros cuadrados. (B) Detalle del afloramiento en la cata; roca muy meteorizada (andesita?) cortada por vetas delgadas e irregulares de cuarzo con sulfuros oxidados.

### • *Discusión*

En cinco de los diez depósitos visitados se encontró la asociación mineral habitual de mineralizaciones de oro orogénico (Tabla 3) y otros criterios como deformación frágil-dúctil, texturas laminadas de las vetas y encajantes con un grado metamórfico entre esquistos verdes y anfibolita. En todos los casos las mineralizaciones están controladas estructuralmente y se emplazan en zonas de cizalla compresivas. Además, estudios preliminares de microtermometría en muestras de La Fortuna y Valladares revelan la presencia de inclusiones fluidas trifásicas con temperaturas de homogeneización en el rango de 325 a 395 °C, baja salinidad (3.39 a 7.86 % en peso eq. NaCl) y posiblemente presencia de dióxido de carbono y metano, en conjunto diagnósticos de mineralizaciones de oro orogénico (consultar Apéndice II).

Las mineralizaciones del entorno de Jasay-Ejido Pino Suárez, en la sierra de Juárez, se han clasificado anteriormente como *skarns* (Camprubí, 2013; Castro-Escarrega *et al.*, 2001), en base a la asociación mineral con granates, epidota, cuarzo y scheelita, el emplazamiento de las mineralizaciones a favor del contacto entre granitoides y rocas metasedimentarias (ocasionalmente calcáreas) y que los contenidos de tungsteno y oro son significativos. No se observan sin embargo algu-



**Tabla 3.** Asociación mineral observada en las localidades visitadas. En negrita las localidades que presentan la asociación mineral completa característica de los depósitos comunes de tipo orogénico.

Localidad	Cuarzo	Carbonatos	Sulfuros	Micas	Otros
<i>(Perfil Norte)</i>					
<b>Tresoro</b>	x	x	x	x	
El Indio	x	x		x	x
Jasay	x				x
El Mezquite	x		x	x	
<b>La Victoria</b>	x	x	x	x	
<i>(Perfil Sur)</i>					
<b>La Felipeña</b>	x	x	x	x	x
El Socorro	x			x	x
<b>Valladares</b>	x	x	x	x	
<b>La Fortuna</b>	x	x	x	x	
Las Minitas	x		x	x	

nos rasgos comunes en los *skarns*, como son las menas de óxidos de hierro (magnetita, hematites) y las facies anfibolíticas y/o piroxeníticas. La mineralización parece estar relacionada con las vetas de cuarzo, en la mina El Mezquite no hay duda de ello, por lo que cabe especular que algunas de las mineralizaciones de la zona sean orogénicas profundas, hipozonales, donde la asociación mineral asemeja a la de los *skarns* y es fácil confundirlos.

En el depósito El Mezquite se midieron inclusiones con temperaturas de homogeneización promedio de 333 °C, bajas salinidades (3.9 % en peso eq. NaCl) y la presencia de CO<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> que son propias de depósitos de oro orogénico y no tanto de *skarns*. No se hallaron carbonatos, único elemento ausente de la asociación mineral característica, aunque por la presencia de CO<sub>2</sub> en las inclusiones fluidas se cree que pudieran existir pero probablemente por falta de tiempo en el muestreo no se encontraron.

El tipo de recristalización dinámica registrado en el cuarzo de las vetas de El Mezquite es de migración de los límites de grano (GBM), frente a la rotación de subgranos (SGR) y el *bulging* (BLG) observados en las muestras de La Fortuna y Valladares, los dos yacimientos que más claramente podrían clasificarse como orogénicos convencionales. De las diferencias en el tipo de recristalización dinámica se infieren unas condiciones de mayor temperatura en el depósito El Mezquite.

Futuras investigaciones sobre la relación temporal entre magmatismo, metamorfismo y formación de las vetas con Au-W de la sierra Juárez serán necesarias para esclarecer la tipología de los depósitos, además de estudios isotópicos y sobre la composición de los fluidos. Desvelar la profundidad de emplazamiento de las vetas será especialmente importante en este caso, con el fin de comprender si verdaderamente pudieran ser mineralizaciones orogénicas hipozonales o qué otro tipo de yacimiento mineral.

Otro de los depósitos un tanto atípicos es El Indio, donde el encajante parece metamorfozado a facies de anfibolitas bajas y se observan granates tanto en el encajante como en las propias vetas. En la corta inspección que se realizó no se encontraron sulfuros en las vetas, pero sí el resto de

componentes típicos de la asociación mineral características de los depósitos de tipo orogénico. En el área donde se encuentra esta pequeñísima mina hay otras de mayor desarrollo que convendría visitar para comprender mejor las particularidades locales.

Los otros dos depósitos difíciles de catalogar son el prospecto Cañada Las Minitas y la mina El Socorro, en el perfil sur. En ambos casos los afloramientos encontrados fueron malos y muy reducidos, especialmente en el primero. El Socorro se tiene como un depósito de placer, y como tal fue explotado, sin embargo las gravas y arenas son muy escasas y en afloramiento se hallaron vetillas de cuarzo con salbandas de micas blancas. Es probable que el oro aluvial tenga una fuente muy cercana y que la zona mineralizada primaria se prolongue bajo la explotación y zonas aledañas. El oro pudo provenir de vetas de cuarzo como las explotadas en las cercanas minas La Fortuna y Valladares.

El resto de minas visitadas presentan como se mencionó anteriormente características que permiten clasificarlas tentativamente como depósitos de oro orogénico. Las evidencias de campo, petrográficas y microtermométricas son claras, pero para poder afirmarlo con rotundidad falta conocer la composición de los fluidos que originaron el resto de depósitos, condiciones de P-T de formación e isotopía de las vetas, así como las relaciones temporales entre la mineralización y las rocas encajantes.

El encuadre de las mineralizaciones dentro de un evento tectónico es fundamental a la hora de establecer si existe un nuevo cinturón de oro orogénico no reportado todavía, como se sugiere en este texto. Únicamente hay dos opciones: que estén ligadas a la orogenia Larámide mexicana y por lo tanto sean una extensión del cinturón de oro orogénico de Caborca (COOC), o bien que se hayan formado en el marco de la acreción de Alisitos-Guerrero. Se prefiere la segunda opción porque en el Batolito de las Sierras Peninsulares (BSP) la deformación y metamorfismo preceden a la orogenia Larámide, mientras que durante la colisión del arco de islas contra Norteamérica sí que se dieron las condiciones oportunas para formar depósitos de oro orogénico y exhumarlos.

Las mineralizaciones auríferas en torno a San Felipe (La Felipeña) se encuentran más al sureste que el resto de las visitadas, a 40 km aproximadamente al este del escarpe principal del Golfo de California. Restituyendo la deformación transtensiva de los últimos 12.5 Ma esta área se localizaba a la altura de Hermosillo pero lejos del territorio ocupado por el COOC, según la concepción del mismo por [Izaguirre et al. \(2017\)](#). El evento orogénico responsable de estas mineralizaciones es por lo tanto discutible, igual que en el caso de las minas Tesoro y El Indio, en las cercanías del extremo norte de Laguna Salada, que originalmente se encontraban a la altura de Caborca, en una área que esta vez sí es ocupada por el COOC.

Fechar estas mineralizaciones permitiría esclarecer su origen y con ello comprender mejor la metalogenia y la evolución tectónica regional. En este sentido, para garantizar la existencia de un cinturón de oro orogénico independiente se requerirá un futuro estudio geocronológico que lo respalde. La datación de los depósitos no presenta problemas técnicos pues en cuatro de los cinco depósitos identificados como orogénicos se obtuvieron muestras de vetas con moscovitas de tamaño notable, fáciles de separar e idóneas para realizar fechamientos por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

## • Conclusiones

Se estudiaron diez depósitos auríferos en el norte de Baja California de los cuales cinco satisfacen algunas de las características más importantes de los depósitos de tipo oro orogénico. Se propone tentativamente que las mineralizaciones de las minas La Fortuna, Valladares, La Victoria, Tesoro y La Felipeña son de tipo oro orogénico, y que al menos las tres primeras, y probablemente las cinco, se emparentan con el evento de colisión de Alisitos-Guerrero contra Norteamérica. Un sexto y séptimo depósito, El Mezquite y El Indio, pudieran ser también orogénicos y engrosar la lista de depósitos de este tipo en la región.

Durante la acreción de Alisitos-Santiago Peak a Norteamérica se dieron las condiciones oportunas para formar mineralizaciones orogénicas y exhumarlas. El comportamiento como un bloque rígido del BSP posteriormente durante la orogenia Larámide hace muy improbable que ésta sea la responsable de las mineralizaciones, y por ello su origen se deduce emparentado con el primer evento tectónico mencionado. Futuros estudios de geocronología serán necesarios para resolver definitivamente esta cuestión y solventar la procedencia de varios depósitos conflictivos en este sentido (La Felipeña, Tesoro y El Indio).

Los depósitos con Au-W de la zona Jasay-Ejido Pino Suárez se han de estudiar contemplando la posibilidad de que al menos algunos se traten de mineralizaciones orogénicas hipozonales (e.g., El Mezquite), pertenecientes al mismo cinturón que los anteriores.

Los depósitos auríferos destacados en este trabajo, junto con los otros ya reportados en la Península, permiten hipotetizar la existencia de un gran cinturón de oro orogénico independiente que en este trabajo recibe el nombre de Cinturón de Oro de California (CAGB). Se puede entrever una relación entre un *underplating* máfico en la base de la corteza inferior, la profusión de magmatismo tipo La Posta y grandes sistemas hidrotermales de fluidos profundos metamórficos responsables últimos del cinturón de oro.

## 6.1 Introducción

La necesidad de extraer metales está íntimamente ligada al grado de desarrollo de las sociedades, pero tras miles de años de explotación de los recursos minerales de nuestro planeta cada vez resulta más complicado dar con nuevos depósitos. Los grandes yacimientos en superficie son más escasos, menos obvios o se encuentran en regiones remotas y/o conflictivas. La exploración minera se ha vuelto más difícil y compleja, aumentando el riesgo económico de este tipo de operaciones y por ende disminuyendo su rentabilidad. Sin embargo, el consumo voraz de metales en los últimos tiempos podría agotar las reservas actuales en pocas décadas si el sector minero no evoluciona.

Bajo esta situación, con la premura de encontrar grandes yacimientos de toda clase, están surgiendo innovaciones en los métodos de exploración minera. Mejoran los conocimientos acerca de los modelos genéticos de los tipos de yacimientos y a su vez se desarrollan tecnologías que ofrecen nuevas posibilidades. Una de estas tecnologías muy en voga son los “Sistemas de Información Geográfico” (SIG). Los SIG permiten almacenar datos espaciales y procesarlos de muy diversa manera, por ello dentro de la geología económica está surgiendo una nueva disciplina que desarrolla mapas predictivos de prospectividad para depósitos minerales. Un número de estos trabajos se ha realizado en cinturones de oro orogénico de todo el mundo (e.g., [Herbert et al., 2014](#); [Joly et al., 2015](#); [Nielsen et al., 2015](#); [Chudasama et al., 2016](#)). En estos estudios suelen participar varios investigadores, especialistas en campos de la geología y de otras ciencias, y se implementan datos estructurales, geoquímicos, geofísicos, etc. mediante procesamientos complejos. Sin embargo, la mayoría de las compañías mineras no cuentan ni con los especialistas necesarios, ni con los recursos y tiempo requeridos, por lo que generalmente no emplean este tipo de técnicas pese a las ventajas que podrían obtener de ello.

El objetivo de este trabajo consiste en desarrollar un método sencillo, rápido y muy barato aplicable en la exploración de yacimientos de oro orogénico y fácilmente incorporable a la dinámica de las empresas mineras. Es un método flexible, que en su forma más básica, la cual se presentará a continuación, parte exclusivamente del mapa geológico del área de interés, pero que puede incorporar otros niveles de información u otros parámetros extraíbles del propio mapa. Otra ventaja es que puede aplicarse mediante *software* libre por usuarios de SIG de nivel básico, y se puede completar un mapa prospectivo en un plazo de tiempo muy reducido, del orden de días a semanas. Para ejemplificar el método se ha optado por el denominado como Cinturón de Oro Orogénico de Caborca (COOC; [Izaguirre et al., 2012](#)) por ser el único cinturón de oro orogénico en México descrito en la literatura científica y por el gran interés económico que suscita entre las compañías mineras. No obstante, este cinturón, al igual que otros que hayan experimentado una o varias fases de deformación posteriores, no son lugares recomendables en cuanto a que no se conozca la geometría de las estructuras involucradas en el evento mineralizador. El Cinturón de Oro Orogénico de California (CAGB), de constatarse su existencia, podría ser un mejor candidato para probar

este tipo de estudio por no verse prácticamente afectado por la extensión cenozoica tipo *Basin&Range*.

## 6.2 Fundamentación teórica

Como ya se explicó en el Capítulo 2, las mineralizaciones de oro orogénico consisten en fluidos hidrotermales profundos, posiblemente de origen metamórfico, que ascienden desde la corteza inferior hasta la superior a través de fallas transcorticales. El fluido, a sobrepresión en la corteza inferior, es liberado súbitamente por pulsos sísmicos a través de fallas que en muchos casos son inversas, pudiendo ser de alto ángulo ( $>60^\circ$ ), actuando la falla con un comportamiento similar al de una válvula (Sibson *et al.*, 1988). De esta forma, el fluido que parte de una corteza en condiciones reológicas de ductilidad alcanza la zona de transición frágil-dúctil, donde la ruptura sísmica ha creado espacios abiertos que permiten su precipitación en forma de venas de cuarzo con carbonatos. Se trata de un fenómeno posiblemente cíclico y transitorio, que se desarrolla principalmente en las últimas etapas de un evento orogénico fértil. El mecanismo de precipitación del oro no es bien conocido pero se especula que el descenso súbito de presión bajo este mecanismo es suficiente para desestabilizarlo (Mikucki, 1998), por lo que se puede añadir que zonas de cizalla o fallas con ángulos elevados podrían tratarse de lugares especialmente favorables para mineralizaciones económicas.

Las vetas tienden a concentrarse en los sistemas de fallas subordinados a las fallas maestras regionales. El quimismo de las rocas encajantes de esas zonas de falla parece ser otro factor involucrado en la precipitación del oro. Por ejemplo, algunos autores sugieren que las rocas con proporciones altas de Fe/Fe+Mg pueden facilitar la precipitación del oro por reacciones de desulfidización de los complejos de azufre reducido que lo transportan (Philips y Groves, 1983). En cualquier caso la interacción agua-roca durante el ascenso del fluido puede llegar a ser despreciable por la brevedad del evento, sin embargo, el fluido es capaz de reaccionar una vez que se encuentra en los niveles de emplazamiento, como lo demuestran la presencia de halos de alteración y ocasionalmente reemplazamientos. Esos halos de alteración pueden albergar grandes cantidades de oro de forma diseminada, con leyes en algunos casos tan altas como los 2-3 g/t explotados en la corta Fimiston del depósito gigante Golden Mile en Australia (Goldfarb *et al.*, 2005).

El método propuesto considera cuatro factores principales que controlan el desarrollo de las mineralizaciones orogénicas auríferas. Estos elementos se extraen del mapa geológico para su procesamiento individualizado y finalmente la integración de todos los niveles de información permite crear el mapa prospectivo de la región estudiada. A continuación se exponen los cuatro factores o controles principales considerados:

- El primer control consiste en la presencia de estructuras favorables, clasificables según su orden de importancia en función de sus características. El término estructuras incluye fallas, especialmente favorables las inversas y las transcurrentes, y los pliegues anticlinales pues favorecen la migración vertical de los fluidos hacia las zonas de charnela donde el juego entre compresión-dilatación contribuye además a la formación de vetas.

- El segundo control en importancia está relacionado con el anterior y consiste en el comportamiento reológico de las litologías presentes. La reología de las rocas debe asumirse para las condiciones de presión y temperatura a las que se forman las vetas, una tarea complicada pues intervienen varios factores difícilmente predecibles (porosidad, presencia de fluidos, tamaño de grano, estado de esfuerzos, etc.) y a que los estudios reológicos generalmente no se llevan a cabo bajo temperaturas del orden de los 350 °C y los 3 kbar de presión sobre un elenco grande de tipos de rocas. De forma muy genérica puede decirse que en la zona de transición frágil-dúctil ante el aumento de presión-temperatura el cuarzo se comporta de forma dúctil antes que los feldespatos, favoreciendo la aparición de zonas de cizalla, y que las rocas carbonatadas (calizas/mármoles) se deforman dúctilmente antes que las siliciclásticas de grano grueso. Las evaporitas, y también aunque en menor medida las lutitas/margas, se deforman dúctilmente en la corteza superior y actúan como excelentes niveles de despegue, además de ser rocas muy poco permeables.

La anisotropía de las rocas también es clave en cuanto a la reología. Buen ejemplo de ello es lo constatado en el entorno de la mina La Felipeña, en San Felipe (Baja California), donde se pueden observar rocas metasedimentarias deformadas y cortadas por diques graníticos, ambas unidades litológicas mineralizadas. En los metasedimentos la forma de presentarse de las vetas es caótica e irregular, a favor de planos de foliación sobre todo en charnelas de pliegues (“*saddle reefs*”) o en zonas de cizalla de geometrías complejas que cortan la serie, mientras que en los intrusivos predominan las vetas planares rectas, en muchos casos rellenando grietas de tensión. Aparentemente en este caso el desarrollo de las vetas es mayor en los intrusivos. En definitiva, en base a la reología se pueden determinar las litologías más favorables a crear los espacios necesarios para formar vetas. Cuanto más brusco sea el cambio reológico entre litologías más oportunidades habrá de crear espacios.

- El tercer control radica en la composición de las rocas y su diferente respuesta a la interacción con el fluido mineralizante. Hay rocas especialmente reactivas y que en determinadas condiciones pueden ayudar a detonar la precipitación de un metal. Igual que en el caso anterior, el contraste composicional entre rocas vecinas puede traducirse en un gradiente químico que cuanto más pronunciado sea más favorecerá la precipitación de la carga metalífera.
- El cuarto y último control es el más evidente de todos, las rocas encajantes no pueden ser más jóvenes que las mineralizaciones. En el caso del COOC la edades obtenidas mediante fechamientos Ar-Ar en micas blancas de las vetas oscilan entre los 69–36 Ma, con un pico a los ~61 Ma (Izagirre *et al.*, 2017), lo que excluye a las rocas más jóvenes que el Eoceno y probablemente a todas las rocas sedimentarias cenozoicas.

### 6.3 Metodología

La realización del mapa prospectivo incluye dos fases: una primera de digitalización de los mapas desarrollada mediante el software QGIS, por su fácil manejo y practicidad a la hora de realizar este tipo de tareas, y una segunda de procesamiento de los mapas de entrada y su integración final mediante GRASS GIS, que aun siendo un programa poco “amigable” es más potente que el



anterior. Ambos programas son libres y ejecutables en los sistemas operativos más comunes (Windows, Mac OS X, GNU/Linux, Android).

Como base cartográfica geológica se dispuso para la parte mexicana del Conjunto de Datos Geológicos Vectoriales de escala 1:250,000 del “Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática” (INEGI) y para la parte estadounidense de los mapas geológicos en formato vectorial de Arizona y California del “United States Geological Survey” (USGS). Estos mapas vectoriales fueron modificados posteriormente en base a las nuevas Cartas Geológico-Mineras de escala 1:50,000 y 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM), mapas geológicos regionales del USGS, tesis y otras publicaciones académicas. El mapa de estructuras se digitalizó por completo a partir de las Cartas Geológico-Mineras de escala 1:50,000 y 1:250,000 del Servicio Geológico SGM, de otros trabajos publicados y se completó con los lineamientos deducidos a partir del análisis de modelos de relieve y de los datos de estratificación/foliación publicados.

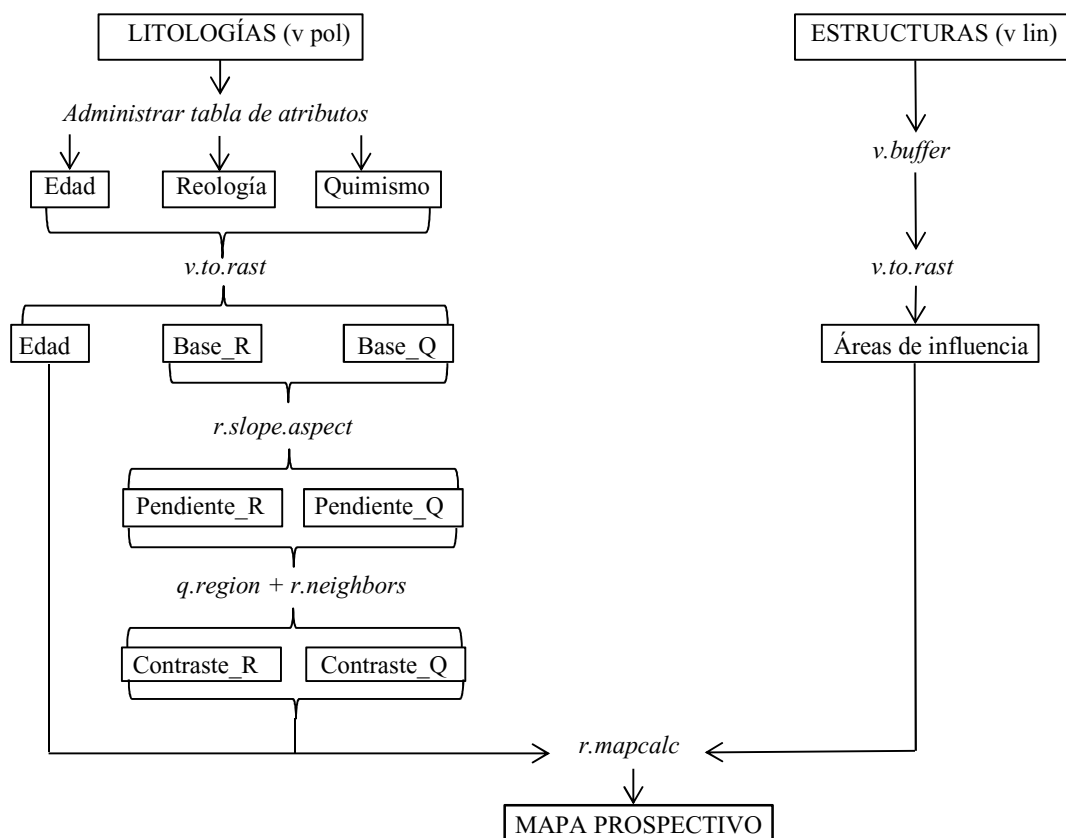
La extensión del COOC corresponde a la que proponen *Izaguirre et al. (2017)* pero modificada para que su límite oriental no supere el pórfido cuprífero de El Crestón en el área de Opodepe y el límite meridional no se prolongue a través de una estrecha franja hasta la distante mina La Colorada. En el mismo trabajo afirman que La Colorada se trata de un depósito epitermal superpuesto a una mineralización orogénica, sin embargo se ha optado por no incluirla en este mapa porque está localizada a 125 km al SSE de las mineralizaciones orogénicas del entorno de Benjamin Hill y se desconoce si hay verdadera continuidad del cinturón en esa dirección o si es resultado de un proceso de exhumación diferencial.

El método es muy simple como se puede apreciar en el Esquema de Trabajo de la [Figura 25](#). En su forma más básica existen únicamente dos capas de entrada, el mapa de estructuras y el de litologías. Las capas de entrada son independientes entre sí desde su digitalización hasta su procesamiento, sólo se juntan en el proceso de integración, por lo que si se pretende incorporar otro nivel de trabajo se puede realizar de la misma forma.

El mapa de estructuras es un archivo vectorial de líneas, que incluye fallas y ejes de pliegues (anticlinales), y debe tener asociado una tabla de atributos con dos parámetros: tipos de estructuras y los valores asignados a cada tipo ([Tabla 4](#)). Para englobar la zona de falla, y así las fallas subsidiarias tan importantes en este tipo de mineralización, el siguiente paso consiste en realizar mapas de Áreas de Influencia ([Fig. 26](#)). Se recomienda realizar varias áreas de influencia de diferente distancia. A continuación, se rasterizan las capas vectoriales de áreas de influencia y mediante la calculadora de mapas raster se suman todas, para obtener finalmente un mapa de Estructuras con una gradación en sus valores de máximos en la zona central alrededor de la falla y mínimos hacia el exterior.

**Tabla 4.** Atributos del mapa de estructuras.

Tipo de estructuras	Descripción	Valor	Áreas de influencia	Valor total
1	Cabalgamientos, fallas reactivadas importantes	15	400+800 m	30+15
2	Fallas posiblemente reactivadas de menor importancia	10	400+800 m	20+10
3	Anticlinales, fallas pequeñas y lineamientos	5	400+800+1200 m	15+10+5



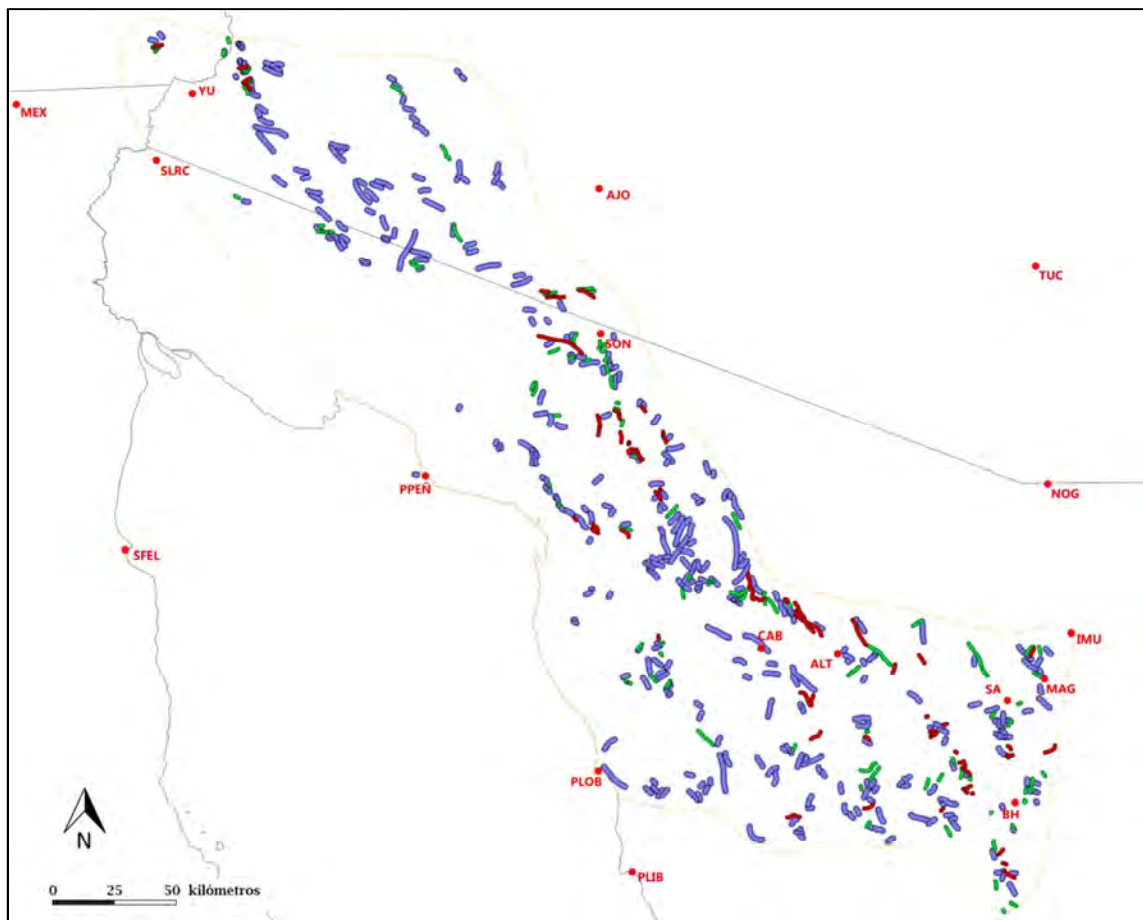
**Figura 25.** Esquema de trabajo para la realización del mapa predictivo de prospectividad en el COOC, donde se detallan los principales módulos de GRASS GIS empleados.

El mapa de litologías consiste en un archivo vectorial de polígonos con los atributos de edad y tipo de litología. Del procesamiento de este mapa se obtienen tres mapas fundamentales: Edad, Reología y Quimismo. El mapa de Edad se genera de forma sencilla: en primer lugar se crea en la tabla de atributos una nueva columna con valores de 0 para las rocas cenozoicas y de 1 para las restantes, posteriormente se rasteriza (Fig. 27). En cuanto a los mapas de Reología y Quimismo el procedimiento inicial es el mismo, se clasifican las unidades litológicas según grupos de tipos de rocas con un comportamiento estimado como semejante y posteriormente se cuantifican dichos parámetros (Tabla 5).

La cuantificación de los parámetros de Reología y Quimismo, y a su vez la clasificación de los grupos de tipos de rocas, están sujetos a motivos subjetivos en cuanto a que no hay estudios empíricos o experimentales de laboratorio que los avalen actualmente. Cada usuario podrá elegir los valores y grupos que crea más convenientes. Así mismo, para elegir parámetros es necesario conocer bien la geología de la región de estudio y tener en cuenta cómo se han simplificado las litologías en el mapa base geológico. Por ejemplo, una unidad de gneises puede equivaler en una determinada región a un grupo de litologías que incluya paragneises, esquistos cuarzo-feldespáticos, cuarcitas, etc. (e.g. Complejo Bámuri al sur de Caborca), mientras que en otra tales gneises solamente representen ortogneises de protolito granítico. Por lo tanto cada usuario conocedor de la casuística y complejidades de su área de trabajo deberá optar por diferentes soluciones.

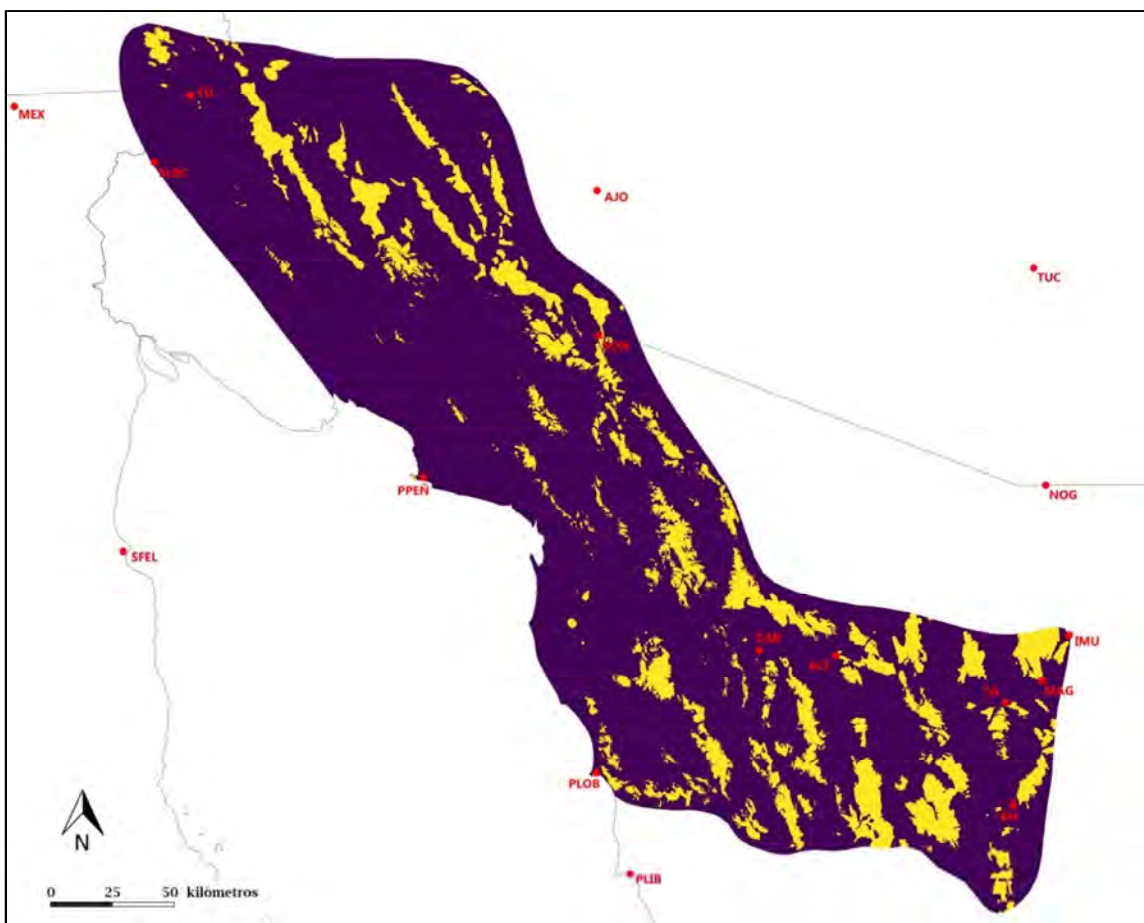
**Tabla 5.** Atributos de los mapas de Reología y Quimismo.

Reología		Quimismo	
Litologías	Valor	Litologías	Valor
Gneis	20	Volcanoclástico	10
Granodiorita-Granito	18	Volcánico-Andesita-Volcanosedimentario	9
Diorita-Tonalita-Anortosita	16	Gneis-Esquisto-Caliza	8
Riolita-Andesita-Volcánico-Cuarcita	14	Tonalita-diorita-anortosita	7
Arenisca-Volcanoclástico-Volcanosedimentario	12	Granodiorita	6
Caliza-Esquisto	10	Granito-Riolita-Lutita	5
Lutita	6	Arenisca-Cuarcita	4



**Figura 26.** Áreas de influencia en torno a los tres tipos de estructuras diferenciados. En azul estructuras de tipo 3, en verde de tipo 2 y en rojo de tipo 1. Poblaciones señaladas con puntos rojos: (MEX) Mexicali; (SFEL) San Felipe; (YU) Yuma; (SLRC) San Luis Río Colorado; (AJO) Ajo; (TUC) Tucson; (NOG) Nogales; (SON) Sonoyta; (PPEÑ) Puerto Peñasco; (PLOB) Puerto Lobos; (PLIB) Puerto Libertad; (CAB) Caborca; (ALT) Altar; (SA) Santa Ana; (MAG) Magdalena de Kino; (IMU) Imuris; (BH) Benjamin Hill.

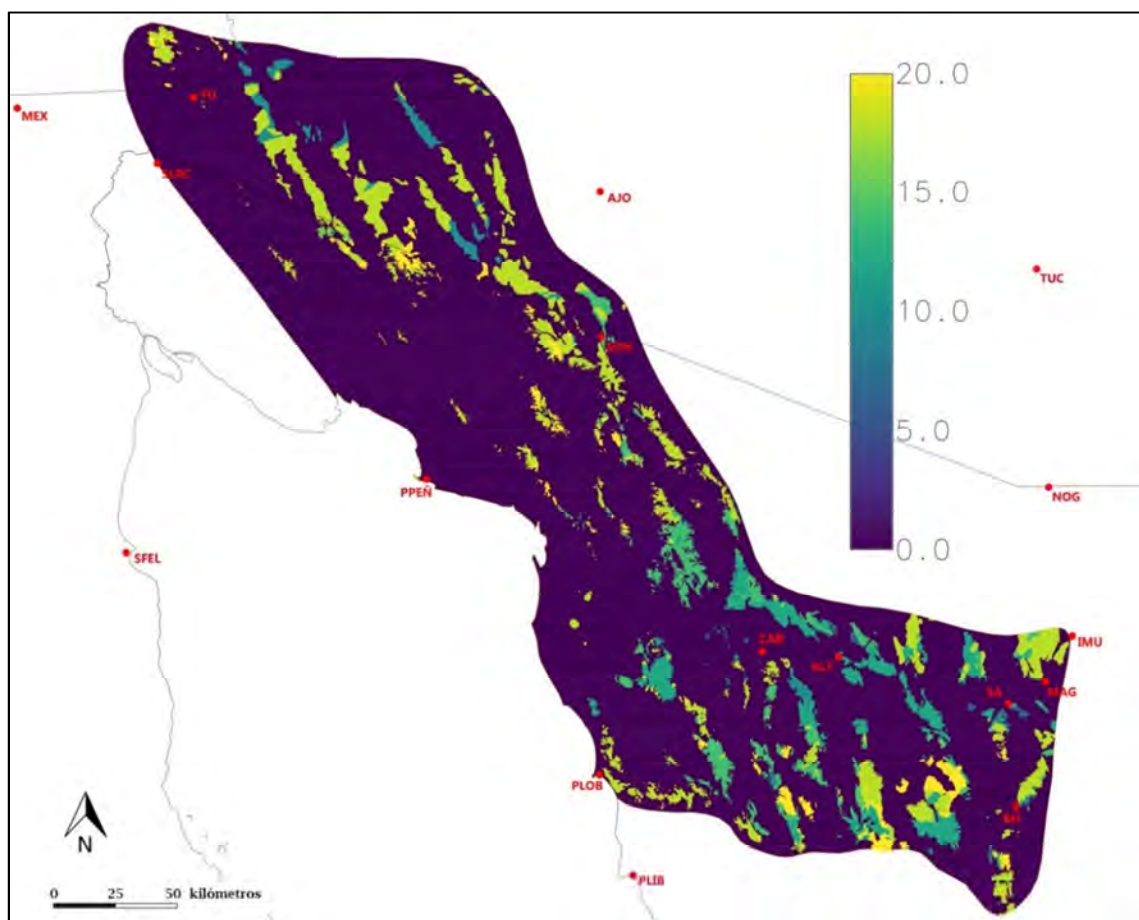
Después, de forma independiente, se rasterizan los dos mapas, obteniendo los mapas base de Reología y Quimismo (Figs. 28 y 29). La segunda fase consiste en realizar mapas de contraste o gradiente entre las diferentes unidades (ya no de litologías, pues son grupos de rocas de comportamiento reológico o químico similares, así cuantificados). Para ello la forma más sencilla consiste en realizar mapas de pendientes (en porcentaje), con la precaución de asignar previamente valores nulos a todo aquello que no sean rocas más antiguas que el Cenozoico, de forma que el módulo sólo calcule la pendiente entre contactos de diferentes unidades útiles. Como el mapa de pendientes no es más que un arreglo de líneas de grosor muy reducido es necesario engrosarlas y además crear una suerte de gradiente. Esto se puede realizar mediante un análisis de vecindario e incluye “jugar” con la resolución espacial.



**Figura 27.** Mapa de edades donde en color amarillo se dibujan las rocas pre-cenozoicas y en morado todos los materiales descartables de contener mineralizaciones orogénicas.

Las herramientas de vecindario crean valores de salida para cada celda en función del suyo propio y el de las celdas vecinas. El número de celdas vecinas viene determinado por el tamaño de vecindario que escoja el usuario, que ha de ser un número impar al tratarse de una operación matricial. En el caso que ocupa este trabajo, la resolución espacial ordinaria fue de 30 m (~1 arco segundo) y se disminuyó hasta los 100 m, optándose por un tamaño de vecindario de 15. De esta

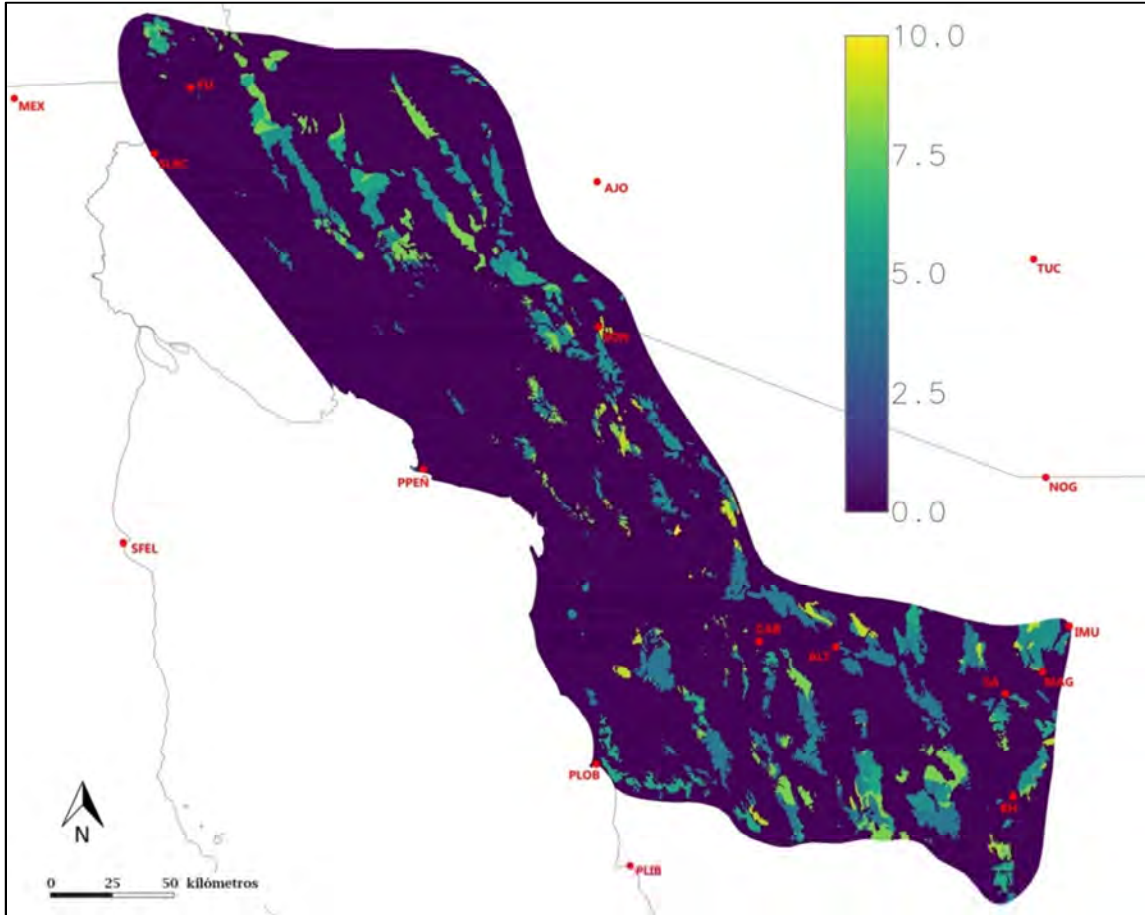
forma, el mapa de pendientes presenta franjas de grosor de 30 m, mientras que el creado a partir del análisis de vecindario alcanza distancias de 1,500 m (15×100), con valores gradacionales (Fig. 30). Este mapa de pendientes procesado mediante análisis de vecindario se suma a sus mapas base de Reología y Quimismo, culminando el procesamiento de estas capas. Para darle mayor importancia al mapa de pendientes se puede multiplicar antes por un factor de ajuste, que en el ejemplo fue de 1.5. De la suma de los mapas procesados de Reología y Quimismo se obtiene el de Litologías final (Fig. 31).



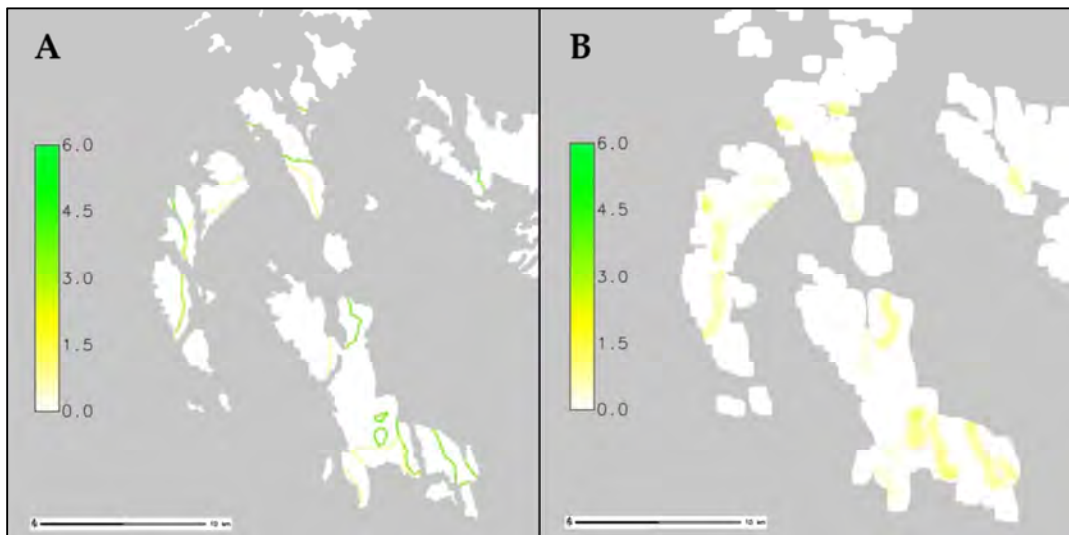
**Figura 28.** Mapa de reología base. Este mapa refleja el comportamiento reológico de las diferentes unidades litológicas, cuantificado según su favorabilidad para hospedar vetas de cuarzo-carbonato.

Teniendo ya todos los mapas necesarios sólo falta integrarlos mediante álgebra de mapas y obtener el mapa prospectivo final (Fig. 32). La opción más fácil consiste en combinar los mapas de Estructuras, Reología y Quimismo mediante su suma (se pueden aplicar factores de multiplicación para ajustar la relevancia de los mapas a gusto del usuario) y multiplicar o dividir por el mapa de Edad, de forma que donde no haya rocas susceptibles de estar mineralizadas (valores 0 del mapa de Edad) los valores sean nulos.



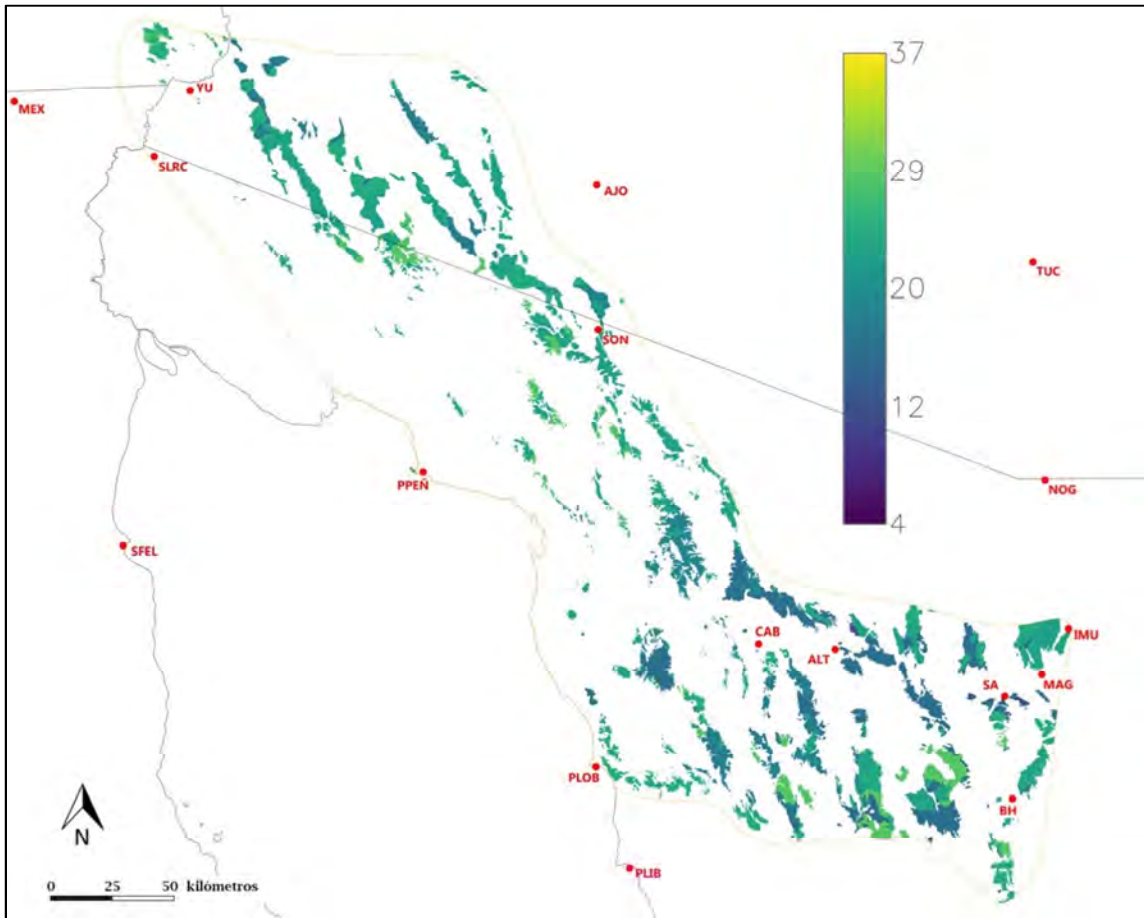


**Figura 29.** Mapa de quimismo base. Potencial químico de las rocas encajantes de la mineralización para favorecer la precipitación de la carga metalífera.



**Figura 30.** Detalle de los mapas (A) de pendiente y de (B) vecindario del nivel de Quimismo en el área de Quitovac. Obsérvese como cambia la resolución espacial de uno a otro: (A) 30 metros por píxel; (B) 100 metros por píxel.





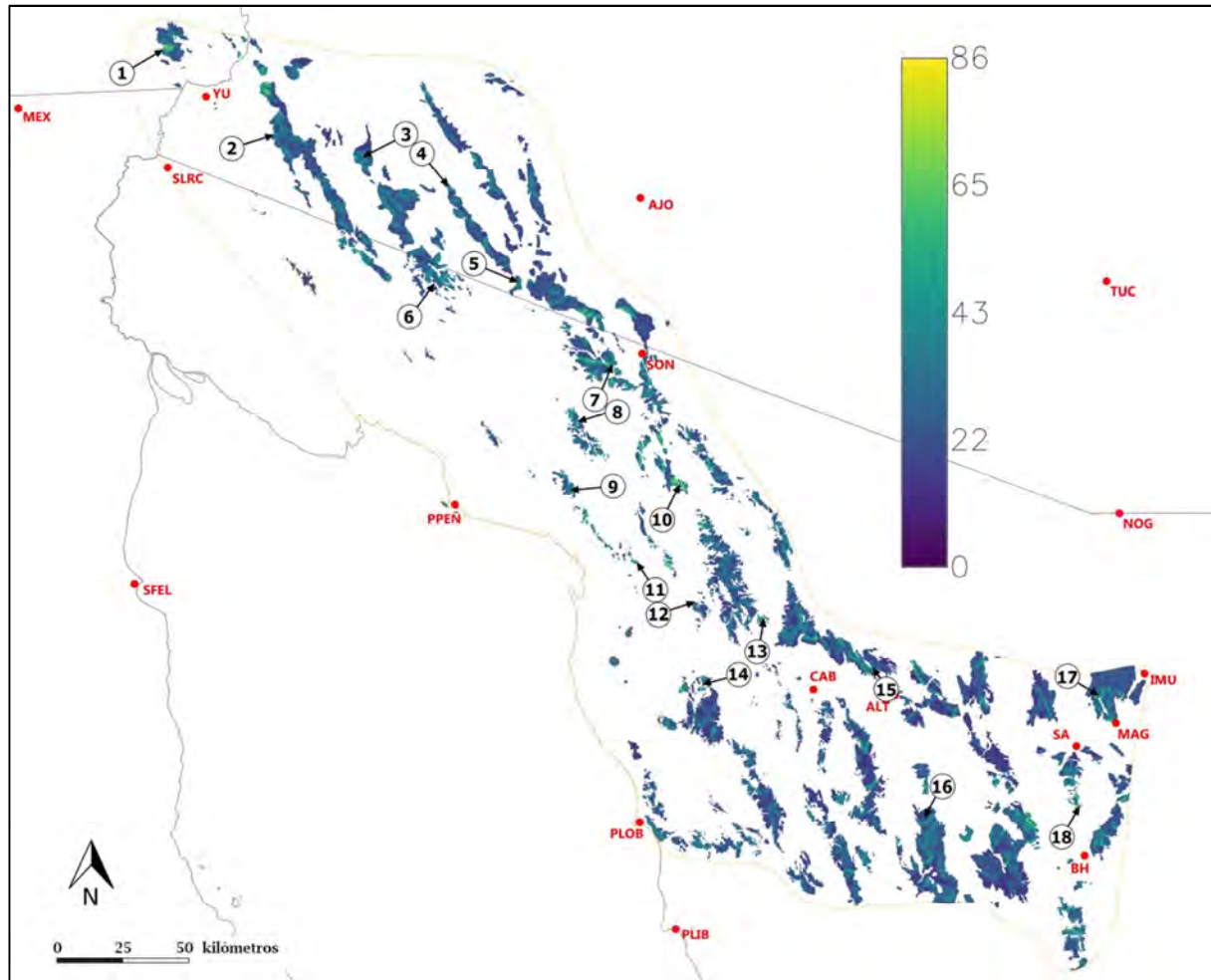
**Figura 31.** Mapa litológico producto de la combinación de los mapas Reológico y Químico finales.

## 6.4 Resultados y discusión

Las principales minas de oro del cinturón, en activo o abandonadas, se encuentran dentro de las zonas que el mapa prospectivo señala con potencial moderado a muy alto (Tabla 6). Es el caso de minas como American Girl, Fortuna, La Herradura, Noche Buena, La Choya, El Chanate o San Francisco, entre otras. Hay muchas otras zonas de potencial elevado que coinciden con áreas mineralizadas conocidas.

El mapa prospectivo está totalmente condicionado por la calidad de los mapas de entrada. La heterogeneidad en el grado de detalle de los mapas afecta notoriamente al mapa final, especialmente en el caso de las estructuras que es el factor que más peso tiene. Por ello en regiones como la estudiada, en las que generalmente se dispone de mejores cartografías en las zonas mineralizadas conocidas, es necesario ajustar la densidad de estructuras buscando cierta homogeneidad, de ahí la necesidad de incluir los lineamientos que parezcan obvios.

La importancia relativa entre las estructuras, la reología y el quimismo de las rocas es algo a calibrar por cada usuario en función de su experiencia y de las observaciones realizadas en cada cinturón. La cuantificación de esos parámetros es muy subjetiva, se recomienda hacer diferentes pruebas y



**Figura 32.** Mapa prospectivo final. El potencial minero se puede clasificar como Muy Bajo (cercano a cero), Bajo (cercano a 22), Moderado (cercano a 43), Alto (cercano a 65) y Muy Alto (hasta 86). Minas importantes del COOC: (1) American Girl; (2) Fortuna; (3) Betty Lee; (4) La Pinta (EUA); (5) Rasmussen; (6) Los Vidrios; (7) La Esperanza; (8) San Francisco; (9) La Pinta (MEX); (10) La Choya; (11) La Herradura; (12) Noche Buena; (13) Tajitos; (14) El Antimonio; (15) El Chanate; (16) El Boludo; (17) Lluvia de Oro; (18) San Francisco.

**Tabla 6.** Valores de prospectividad de los yacimientos principales del Cinturón de Oro Orogénico de Caborca.

<i>Localidad</i>	<i>Valor</i>	<i>Grado prospectivo</i>
American Girl	75	Muy alto
Fortuna	42	Moderado
Betty Lee	39	Moderado
La Pinta (EUA)	38	Moderado
Rasmussen	43	Moderado
Los Vidrios	30–58	Bajo-Muy alto
La Esperanza	73	Muy alto
Sierra S. Francisco	48	Moderado
La Pinta (Méx)	45	Moderado
La Choya	68–76	Muy alto
La Herradura	68	Alto
Noche Buena	34	Moderado
Tajitos	58	Alto
El Antimonio	50–58	Moderado-Alto
El Chanate	57	Alto
El Boludo	43	Moderado
Lluvia de Oro	66	Alto
Mina S. Francisco	70–80	Muy alto

comparar los mapas prospectivos resultantes hasta encontrar el que se considere más adecuado. Los avances en los controles estructurales que afectan a este tipo de mineralizaciones, así como en el comportamiento reológico y químico de una gran variedad de rocas bajo las condiciones de P-T conocidas, permitirán una mejor cuantificación de estos parámetros y por consiguiente mejorar la predictividad del mapa prospectivo.

En el caso específico de Sonora, la restitución de la deformación producida por el *Basin&Range* en el Cenozoico es necesaria para comprender qué estructuras son compatibles con el evento mineralizador y su geometría, fundamental a la hora de clasificarlas y cuantificarlas.

Al margen de las pretensiones de este trabajo, otro estudio necesario en Sonora a nivel de minería, con aplicaciones hidrogeológicas tanto o más importantes, es el de caracterizar la profundidad y forma de las cuencas, a fin de conocer la distancia al lecho rocoso y evaluar la posibilidad de beneficiar cuerpos profundos si es que los hubiera.

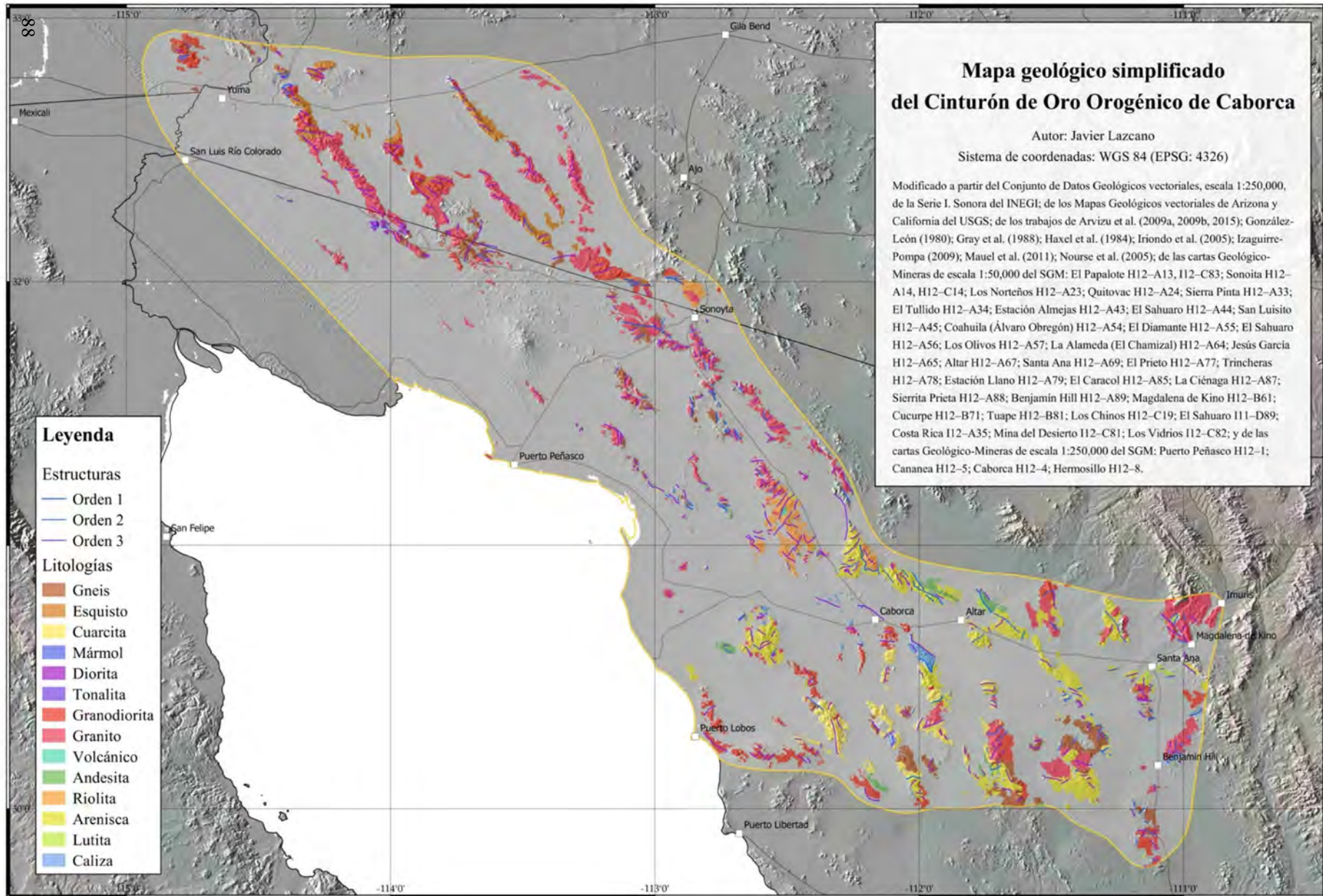
## 6.5 Conclusiones

Se ha desarrollado un método simplificado de prospectividad de yacimientos de oro orogénico mediante *software* SIG libre que requiere únicamente de un mapa geológico convencional, y que ha sido puesto a prueba en el COOC, un escenario ciertamente desfavorable. Todas las minas o zonas mineralizadas más significativas de la región se incluyen en las zonas con alto potencial minero, por lo que se concluye que el resultado es satisfactorio.

El método prospectivo expuesto puede ser útil para explorar yacimientos de tipo oro orogénico y otros controlados estructuralmente, siendo fácilmente implantable en empresas mineras que no puedan contar con los recursos necesarios para realizar mapeos predictivos de gran complejidad. En su forma más básica su coste es cercano a cero, y admite incorporar otros niveles de conocimiento que enriquezcan el resultado final. Del mismo modo, en función de los conocimientos del usuario la integración o incluso el procesamiento de los mapas de entrada puede realizarse de acuerdo a la geoestadística u otras técnicas.

Se hace necesario en el futuro avanzar en definir y cuantificar mejor los parámetros establecidos como determinantes, con especial énfasis en la reología y en los controles tectono-estructurales, así como en su interrelación, a fin de crear modelos más alejados de la pura intuición o sujetos a criterios subjetivos.





### Mapa geológico simplificado del Cinturón de Oro Orogénico de Caborca

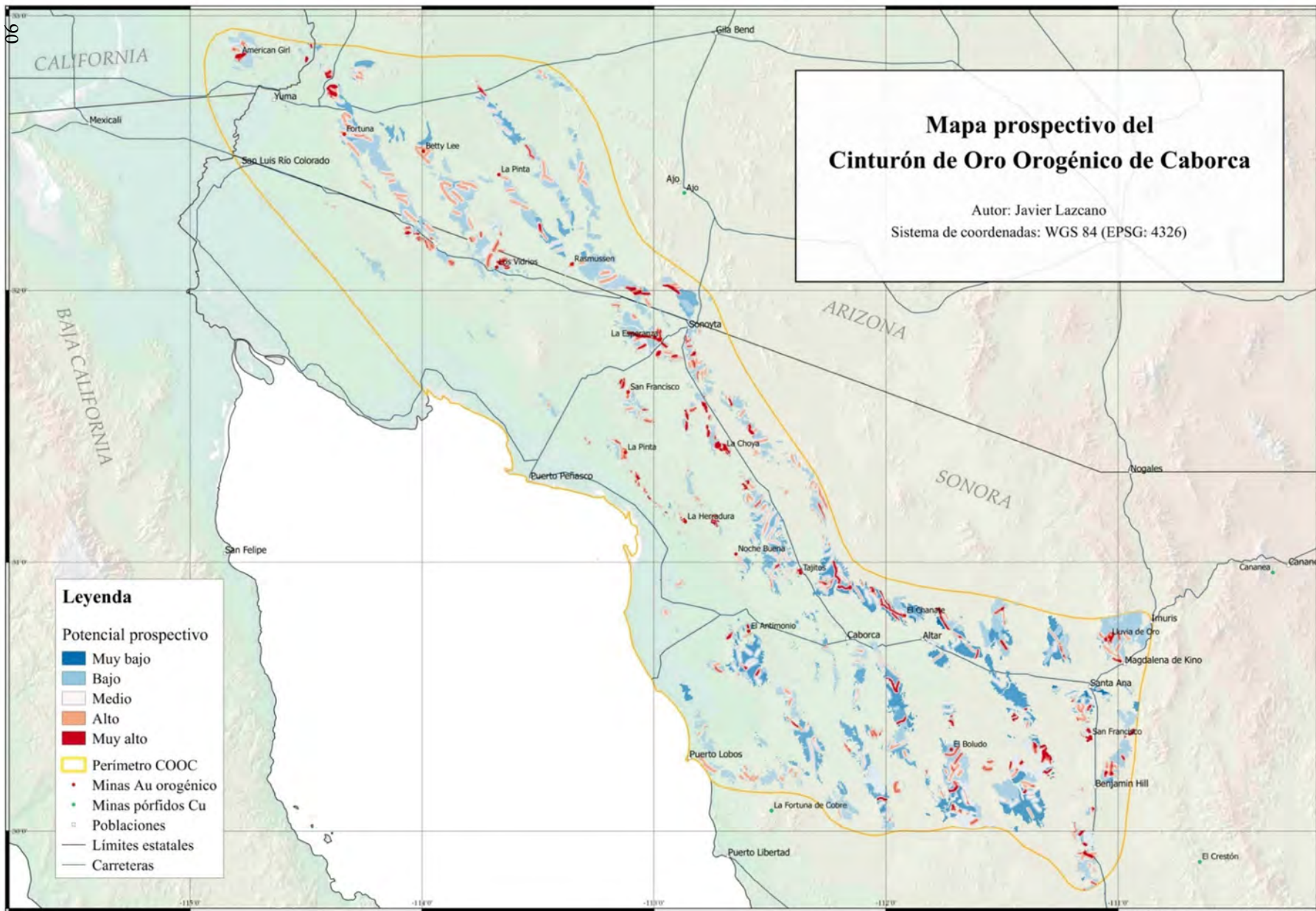
Autor: Javier Lazcano  
Sistema de coordenadas: WGS 84 (EPSG: 4326)

Modificado a partir del Conjunto de Datos Geológicos vectoriales, escala 1:250,000, de la Serie I. Sonora del INEGI; de los Mapas Geológicos vectoriales de Arizona y California del USGS; de los trabajos de Arvizu et al. (2009a, 2009b, 2015); González-León (1980); Gray et al. (1988); Haxel et al. (1984); Iriondo et al. (2005); Izaguirre-Pompa (2009); Mauel et al. (2011); Nourse et al. (2005); de las cartas Geológico-Mineras de escala 1:50,000 del SGM: El Papalote H12-A13, I12-C83; Sonoita H12-A14, H12-C14; Los Norteños H12-A23; Quitovac H12-A24; Sierra Pinta H12-A33; El Tullido H12-A34; Estación Almejas H12-A43; El Sahuaro H12-A44; San Luisito H12-A45; Coahuila (Álvaro Obregón) H12-A54; El Diamante H12-A55; El Sahuaro H12-A56; Los Olivos H12-A57; La Alameda (El Chamizal) H12-A64; Jesús García H12-A65; Altar H12-A67; Santa Ana H12-A69; El Prieto H12-A77; Trincheras H12-A78; Estación Llano H12-A79; El Caracol H12-A85; La Ciénaga H12-A87; Sierrita Prieta H12-A88; Benjamin Hill H12-A89; Magdalena de Kino H12-B61; Cucurpe H12-B71; Tuape H12-B81; Los Chinos H12-C19; El Sahuaro I11-D89; Costa Rica I12-A35; Mina del Desierto I12-C81; Los Vidrios I12-C82; y de las cartas Geológico-Mineras de escala 1:250,000 del SGM: Puerto Peñasco H12-1; Cananea H12-5; Caborca H12-4; Hermosillo H12-8.

- Leyenda**
- Estructuras**
- Orden 1
  - Orden 2
  - Orden 3
- Litologías**
- Gneis
  - Esquisto
  - Cuarzita
  - Mármol
  - Diorita
  - Tonalita
  - Granodiorita
  - Granito
  - Volcánico
  - Andesita
  - Riolita
  - Arenisca
  - Lutita
  - Caliza



**Lámina 2.** Mapa geológico simplificado del Cinturón de Oro Orogénico de Caborca.



**Mapa prospectivo del  
Cinturón de Oro Orogénico de Caborca**

Autor: Javier Lazcano  
Sistema de coordenadas: WGS 84 (EPSG: 4326)

- Leyenda**
- Potencial prospectivo
- Muy bajo
  - Bajo
  - Medio
  - Alto
  - Muy alto
- Perimetro COOC
  - Minas Au orogénico
  - Minas pórfidos Cu
  - Poblaciones
  - Límites estatales
  - Carreteras

**Lámina 3.** Mapa prospectivo del Cinturón de Oro Orogénico de Caborca.

La evolución tectónica del noroeste de México presenta todavía numerosos eventos poco comprendidos o directamente enigmáticos, sobre todo en el Precámbrico. Se ha tratado de arrojar un punto de vista diferente en cuanto a la evolución del arco cordillerano, desde su inicio en el Permo-Trias hasta su extinción en el Mioceno. La evolución del arco está ligada a la acreción de los terrenos Alisitos, Santiago Peak y Guerrero, que como se ha discutido en el texto pudieron ser todos fragmentos de Norteamérica separados durante procesos diacrónicos de *rifting* en la región de trasarco asociados al *roll-back* de tres placas oceánicas independientes (Farallón, Mezalera y Arperos).

En cuanto a la favorabilidad para haber formado mineralizaciones de oro orogénico, al margen de la orogenia Larámide responsable del Cinturón de Oro Orogénico de Caborca (COOC), destaca la acreción de Alisitos-Santiago Peak a Norteamérica. Aunque la historia detrás de estos arcos pueda ser controvertida, no se discute su colisión hace ~100 Ma y por lo tanto es susceptible de haber generado las condiciones requeridas para formar depósitos de oro orogénico. El muestreo realizado en diez minas antiguas del norte del estado de Baja California permite sugerir que al menos cinco de ellas presentan características compatibles con los yacimientos de tipo oro orogénico. La asociación mineral consiste en cuarzo+carbonatos±sulfuros±micas±oro, los fluidos mineralizantes son acuosos poco salinos con cantidades variables de CO<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> y temperaturas de homogeneización de ≈350 °C, el estilo de deformación es frágil-dúctil y otros aspectos de índole tectónica también son concordantes (orogenia acrecional con metamorfismo regional en facies de esquistos verdes-anfibolitas y rápida exhumación de la corteza media). Algunas de las mineralizaciones de Au-W clasificadas como *skarns* en la sierra de Juárez podrían tratarse también de depósitos orogénicos pero de mayor profundidad, hipozonales.

De los cinco depósitos clasificados como orogénicos al menos tres, minas La Fortuna, Valladares y La Victoria, podrían formar parte de un cinturón de oro orogénico no reportado hasta ahora y que se propone denominarlo como Cinturón de Oro de California o CAGB (*California gold belt*). Los dos depósitos restantes, minas La Felipeña y Tesoro, encontrándose al este del Escarpe Principal del Golfo pudieran estar emparentados también con la orogenia Larámide, en cuyo caso supondría la expansión del área reconocida hasta la fecha del COOC. Futuros estudios de geoquímica y geocronología en los depósitos visitados y otros de la Península y zonas aledañas antes de su separación en el Mioceno permitirán afirmar la existencia de un nuevo cinturón de oro orogénico y establecer las dimensiones del mismo, al igual que precisar el contexto y mecanismo tectónico responsable de las mineralizaciones.

Se presenta un método de prospectividad de yacimientos de oro orogénico mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG) a partir de un mapa geológico convencional, ideado especialmente para usuarios que requieran un procedimiento sencillo, rápido y barato, a la par que efectivo. Puede ser aplicado en otros tipos de mineralizaciones estructuralmente controladas, que a su vez estén condicionadas por el comportamiento reológico y químico de las rocas encajantes. Este método es útil para seleccionar objetivos en áreas extensas, como pudieran ser cinturones o

distritos, aunque también puede ser utilizado a escalas más locales. Para comprobar la validez del método se tomó como ejemplo el COOC, a pesar de las desventajas que presenta este cinturón (deformación extensional cenozoica tras la orogenia Larámide). La correlación entre las zonas que el mapa señala con alto potencial y las minas ya conocidas es buena, de forma que se concluye que el método es satisfactorio.

## Referencias:

- Afonso, J. C., Ranalli, G. y Fernandez, M. (2007). Density structure and buoyancy of the oceanic lithosphere revisited. *Geophysical Research Letters*, 34(10), L10302.
- Alsleben, H., Wetmore, P. H., Gehrels, G. E. y Paterson, S. R. (2012). Detrital zircon ages in Palaeozoic and Mesozoic basement assemblages of the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: constraints for depositional ages and provenance. *International Geology Review*, 54(1), 93–110.
- Alsleben, H., Wetmore, P. H. y Paterson, S. R. (2014). Structural evidence for mid-Cretaceous suturing of the Alisitos arc to North America from the Sierra Calamajue, Baja California, Mexico. *Geological Society of America Memoirs*, 211, 691–711.
- Anderson, C. A. y Nash, J. T. (1972). Geology of the Massive Sulfide Deposits at Jerome, Arizona; A Reinterpretation. *Economic Geology*, 67(7), 845–863.
- Anderson, C. L. (1991). Zircon uranium-lead isotopic ages of the Santiago Peak Volcanics and spatially related plutons of the Peninsular Ranges batholith, southern California. Tesis doctoral. San Diego, San Diego State University, 111 p.
- Anderson, T. H. y Silver, L. T. (1979). The role of the Mojave–Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora. En Anderson, T. H. y Roldán-Quintana, J., eds.: *Geology of northern Sonora*. Geological Society of America, Field Trip Guidebook 7, 59–68.
- Anderson, T. H. y Silver, L. T. (1981). An overview of Precambrian rocks in Sonora. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2), 131–139.
- Anderson, T. H. y Silver, L. T. (2005). The Mojave-Sonora megashear—Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis. En Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W. y Steiner, M. B., eds.: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*. Geological Society of America Special Paper 393, 1–50.
- Arvizu, H. E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G. D., Foster, D. A., Lozano-Santa Cruz, R. y Solís-Pichardo, G. (2009a). Gneises bandeados paleoproterozoicos (1.76–1.73 Ga) de la Zona Canteras-Puerto Peñasco: Una nueva ocurrencia de rocas de basamento tipo Yavapai en el NW de Sonora, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 375–402.
- Arvizu, H. E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G. D., Solís-Pichardo, G., Foster, D. A. y Lozano-Santa Cruz, R. (2009b). Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 3, 709–728.
- Arvizu-Gutiérrez, H. E. (2012). Magmatismo Permo-Triásico en el NW de Sonora, México: Inicio de la subducción y maduración de un margen continental activo. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, 242 p.
- Arvizu, H. E. e Iriondo, A. (2015). Control temporal y geología del magmatismo Permo-Triásico en Sierra Los Tanques, NW Sonora, México: Evidencia del inicio del arco magmático cordillerano en el SW de Laurencia. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(3), 545–586.
- Atwater, T. y Stock, J. (1998). Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review*, 40(5), 375–402.
- Bennett, V. C. y De Paolo, D. J. (1987). Proterozoic crustal history of the western United States as determined by neodymium isotopic mapping. *Geological Society of America Bulletin*, 99(5), 674–685.



- Barth, A. P., Tosdal, R. M., Wooden, J. L. y Howard, K. A. (1997). Triassic plutonism in Southern California: Southward younging of arc initiation along a truncated continental margin. *Tectonics*, 6, 290–304.
- Beggs, J. M. (1983). Stratigraphy, petrology, and tectonic setting of the Alisitos Group, Baja California, Mexico. Tesis de Doctorado. University of California, Santa Barbara, 236 p.
- Bickford, M. E., Van Schmus, W. R., Karlstrom, K. E., Mueller, P. A. y Kamenov, G. D. (2015). Mesoproterozoic-trans-Laurentian magmatism: A synthesis of continent-wide age distributions, new SIMS U–Pb ages, zircon saturation temperatures, and Hf and Nd isotopic compositions. *Precambrian Research*, 265, 286–312.
- Bierlein, F. P. y McNaughton, N. J. (1998). Pb isotope fingerprinting of mesothermal gold deposits from central Victoria, Australia: implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 33, 633–638.
- Bierlein, F. P. y Crowe, D. E. (2000). Phanerozoic orogenic lode gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 103–139.
- Bierlein, F. P., Groves, D. I., Goldfarb, R.J. y Dubé, B. (2006). Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, 40, 874–886.
- Böhlke, J. K. (1982). Orogenic metamorphic-hosted gold-quartz veins. U.S. Geological Survey, Open-file report 795, 70–76.
- Böhlke, J. K. (1988). Carbonate-sulfide equilibria and “stratabound” disseminated epigenetic gold mineralization: a proposal based on examples from Alleghany, California, U.S.A. *Applied Geochemistry*, 3, 499–516.
- Boles, J. R. y Landis, C. A. (1984). Jurassic sedimentary melange and associated facies, Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 95(5), 513–521.
- Boschman, L. M., Garza, R. S. M., Langereis, C. G. y van Hinsbergen, D. J. (2017). Paleomagnetic constraints on the kinematic relationship between the Guerrero terrane (Mexico) and North America since Early Cretaceous time. *Geological Society of America Bulletin*.
- Brandl, P. A., Regelous, M., Beier, C. y Haase, K. M. (2013). High mantle temperatures following rifting caused by continental insulation. *Nature Geoscience*, 6(5), 391–394.
- Busby, C., Smith, D., Morris, W. y Fackler-Adams, B. (1998). Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, Mexico. *Geology*, 26(3), 227–230.
- Calmus, T., Vega-Granillo, R. y Lugo-Zazueta, R. (2011). Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico. En Calmus, T. ed.: *Panorama de la geología de Sonora, México*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118 (7), 227–266.
- Camprubí, A. (2013). Tectonic and metallogenetic history of Mexico. *Society of Economic Geologists, Special Publication 17*, 201–243.
- Canet, C., Anadón, P., González-Partida, E., Alfonso, P., Rajabi, A., Pérez-Segura, E. y Alba-Aldave, L. A. (2014). Paleozoic bedded barite deposits from Sonora (NW Mexico): evidence for a hydrocarbon seep environment of formation. *Ore Geology Reviews*, 56, 292–300.
- Castiñeiras, P., Iriondo, A., Wooden, J. L., Dórame-Navarro, M. y Premo, W. R. (2004). Detrital zircon U–Pb SHRIMP geochronology of Proterozoic quartzites from the Bamuri Complex, NW Sonora, Mexico—evidence for a Mojave connection. *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, Libro de Resúmenes*, 215.

- Castro-Escarrega, J. J., Teran-Martínez, G. E. y Siqueiros-López, C. J. (2001). Informe de la carta geológico-minera Tijuana clave I11-11, escala 1:250,000, municipios de Tijuana, Tecate, Rosarito y Ensenada, Baja California Norte. Consejo de Recursos Minerales.
- Cendejas-Cruz, F. y Aldana-Hernández, M. (2008). Monografía Geológico-Minera del Estado de Baja California Sur, Edición 2008. Servicio Geológico Mexicano, 411 p.
- Centeno-García, E. (2005). Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: constraints on terrane analysis and paleogeography. En Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W. y Steiner, M. B. eds. *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*. Geological Society of America Special Paper, 393, 233–258.
- Centeno-García, E. (2008). The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Geological Society of America Special Paper*, 436, 279–308.
- Centeno-García, E. y Silva-Romo, G. (1997). Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 14(2), 244–260.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M. y Gehrels, G. (2011). Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Bulletin*, 123(9–10), 1776–1797.
- Chávez-Carrillo, A., Huyck, H., Zentilli, M. y Griest, A. (1999). Age constraints on host rocks of Los Uvares gold deposit: Magmatic pulses in southernmost Baja California, Mexico. *Geofísica Internacional*, 38(1), 27–33.
- Christie, A. B., Bierlein, F. P., Arne, D. C., Ramsay, W. R. H., Ryan, R. J. y Smith, P. K. (1999). Comparison of lode gold deposits of the Buller terrane, western South Island, to similar deposits in Victoria, Australia and in Nova Scotia, Canada. *New Zealand Mining*, 26, 43–55.
- Christie, A. B. y Brathwaite, R. L. (2003). Hydrothermal alteration in metasedimentary rock-hosted orogenic gold deposits, Reefton goldfield, South Island, New Zealand. *Mineralium Deposita*, 38, 87–107.
- Christie-Blick, N. y Levy, M. (1989). Late Proterozoic and Cambrian Tectonics, Sedimentation, and Record of Metazoan Radiation in the Western United States. *International Geological Congress Field Guide T331: Washington D. C., American Geophysical Union*, 113 p.
- Chudasama, B., Porwal, A., Kreuzer, O. P. y Butera, K. (2016). Geology, geodynamics and orogenic gold prospectivity modelling of the Paleoproterozoic Kumasi Basin, Ghana, West Africa. *Ore Geology Reviews*, 78, 692–711.
- Clark, K. F. y Fitch, D. C. (2009). Evolución de depósitos metálicos en tiempo y espacio en México. En Clark, K. F., Salas-Pizá, G. y Cubillas-Estrada, R. eds. *Geología Económica de México (segunda edición)*. Servicio Geológico Mexicano – Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, 62–133.
- Collins, W. J. (2002a). Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology*, 30(6), 535–538.
- Collins, W. J. (2002b). Nature of extensional accretionary orogens. *Tectonics*, 21(4).
- Colpron, M., Logan, J. M. y Mortensen, J. K. (2002). U-Pb zircon age constraint for late Neoproterozoic rifting and initiation of the lower Paleozoic passive margin of western Laurentia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(2), 133–143.
- Colpron, M. y Nelson, J. L. (2009). A Palaeozoic Northwest Passage: Incursion of Caledonian, Baltican and Siberian terranes into eastern Panthalassa, and the early evolution of the North American Cordillera.

- En Cawood, P. A y Kröner, A., eds. *Earth Accretionary Systems in Space and Time*. Geological Society of London, Special Publication 318, 273–307.
- Colvine, A. C. (1989). An empirical model for the formation of Archean gold deposits: products of final cratonization of the Superior Province, Canada. *Economic Geology Monograph*, 6, 37–53.
- Colvine, A. C., Andrews, A. J., Cherry, M. E., Durocher, M. E., Fyon, J. A., Lavigne, M. J., MacDonald, A. J., Marmont, S., Poulsen, K. H., Springer, J. S. y Troop, D. G. (1984). An integrated model for the origin of Archean lode-gold deposits. Ontario Geological Survey, Open-file Report 5524, 98 p.
- Condie, K. C. (1992). Proterozoic terranes and continental accretion in southwestern North America. En Condie, K. C., ed., *Proterozoic crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier, 447–480.
- Corsetti, F. A. y Hagadorn, J. W. (2000). Precambrian-Cambrian transition: Death Valley, United States. *Geology*, 28(4), 299–302.
- Cortes-Arroyo, O. J. (2011). Perfil magnetotérmico a través de una zona de deformación activa en el norte de Baja California. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, 177 p.
- Daniel, C. G., Pfeifer, L. S., Jones III, J. V. y McFarlane, C. M. (2013). Detrital zircon evidence for non-Laurentian provenance, Mesoproterozoic (ca. 1490–1450 Ma) deposition and orogenesis in a reconstructed orogenic belt, northern New Mexico, USA: Defining the Picuris orogeny. *Bulletin*, 125(9–10), 1423–1441.
- Dann, J. C. (2004). The 1.73 Ga Payson Ophiolite, Arizona, USA. *Developments in Precambrian Geology*, 13, 73–93.
- de Ronde, C. E. J., Kamo, S. L., Davis, D. W., de Wit, M. J. y Spooner, E. T. C. (1991). Field, geochemical, and U–Pb isotopic constraints from hypabyssal felsic intrusion within the Barberton greenstone belt, South Africa: implications for tectonics and the timing of gold mineralization. *Precambrian Research*, 49, 261–280.
- Dickinson, W. R. y Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1142–1160.
- Douglas, N., Mavrogenes, J., Hack, A. y England, R. (2000). The liquid bismuth collector model: an alternative gold depositional mechanism. *Geological Society of Australia, Abstract* 59, 135.
- Dowling, K. y Morrison, G. (1989). Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Economic Geology Monograph* 6, 342–355.
- Dubé, B. y Gosselin, P. (2007). Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. En: Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, 49–73.
- Duebendorfer, E. M. (2015). Refining the early history of the Mojave-Yavapai boundary zone: rifting versus arc accretion as mechanisms for Paleoproterozoic crustal growth in southwestern Laurentia. *The Journal of Geology*, 123(1), 21–37.
- Duebendorfer, E. M., Chamberlain, K. R. y Fry, B. (2006). Mojave-Yavapai boundary zone, southwestern United States: A rifting model for the formation of an isotopically mixed crustal boundary zone. *Geology*, 34(8), 681–684.
- Eilu, P., Mikucki, E. J. y Groves, D.I. (1998). Wallrock alteration and primary geochemical dispersion in lode-gold exploration. *Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Short Course Series*, 1, 65 p.

- Elmer, F. L., White, R. W. y Powell, R. (2006). Devolatilisation of metabasic rocks during greenschist-amphibolite facies metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 497–513.
- English, J. M. y Johnston, S. T. (2004). The Laramide orogeny: What were the driving forces? *International Geology Review*, 46(9), 833–838.
- Farmer, G. L., Bowring, S. A., Matzel, J., Espinosa-Maldonado, G., Fedo, C. y Wooden, J. (2005). Paleoproterozoic Mojave province in northwestern Mexico? Isotopic and U-Pb zircón geochronologic studies of Precambrian and Cambrian crystalline and sedimentary rocks, Caborca, Sonora. En Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W. y Steiner, M.B., eds.: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—development, assessment, and alternatives*. Geological Society of America Special Paper 393, 183–198.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., López-Martínez, M. y Silva-Fragoso, A. (2017). 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 Reviews*.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P. y Tolson, G. (2011). Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain fold-thrust belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1), 149–167.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B. y Serrano, A. V. (2012). The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt. *Geosphere*, 8(4), 931–949.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E. y Chávez-Cabello, G. (2017). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*.
- Foster, R. P. (1989). Archean gold mineralization in Zimbabwe: implications for metallogenesis and exploration. *Economic Geology Monograph* 6, 54–70.
- Freydier, C., Martinez, J. R., Lapierre, H., Tardy, M. y Coulon, C. (1996). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics*, 259(4), 343–367.
- Frimmel, H. E. (2008). Earth's continental crustal gold endowment. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 45–55.
- Frimmel, H. E., Groves, D. I., Kirk, J., Ruiz, J., Chesley, J. y Minter, W. E. L. (2005). The formation and preservation of the Witwatersrand goldfields, the world's largest gold province. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 769–797.
- Fu, B. y Touret, J. L. R. (2014). From granulite fluids to quartz-carbonate megashear zones - the gold rush. *Geoscience Frontiers* 5, 747–758.
- Fyfe, W. S., Price, N. J. y Thompson, A. B. (1978). *Fluids in the Earth's Crust*. Elsevier, Amsterdam, 383 p.
- Gastil, R. G., Phillips, R. y Allison, E. (1975). Reconnaissance geology of the State of Baja California. *Geological Society of America Memoir*, 140, 1–201.
- Gastil, G., Miller, R., Anderson, P., Crocker, J., Campbell, M., Buch, P., Lothringer, C., Engelhardt, P. L. y Roldán-Quintana, J. (1991). The relation between the Paleozoic strata on opposite sides of the Gulf of California. En Pérez-Segura, E., y Jacques-Ayala, C., eds. *Studies of Sonoran geology*. Geological Society of America Special Paper 254, 7–18.
- Gastil, R. G. y Girty, M. S. (1993). A reconnaissance U-Pb study of detrital zircon in sandstones of peninsular California and adjacent areas. The prebatholithic stratigraphy of peninsular California: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Special Paper* 279, 135–144.

- Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G. y Groves, D. I. (1995). A classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposits. *Mineralium Deposita* 30, 408–410.
- Gehrels, G. E., Stewart, J. H. y Ketner, K. B. (2002). Cordilleran-margin quartzites in Baja California—Implications for tectonic transport. *Earth and Planetary Science Letters*, 199, 201–210.
- Girty, G. H., Thomson, C. N., Girty, M. S., Miller, J. y Bracchi, K. (1993). The Cuyamaca-Laguna Mountains shear zone, Late Jurassic plutonic rocks and Early Cretaceous extension, Peninsular Ranges, southern California. *Southern California Geological Society annual field trip guide*, 21, 173–181.
- Goldfarb, R. J. y Santosh, M. (2014). The dilemma of the Jiaodong gold deposits: are they unique? *Geoscience Frontiers* 5, 139–153.
- Goldfarb, R. J. y Groves, D. I. (2015). Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos* 233, 2–26.
- Goldfarb, R. J., Groves, D. I. y Gardoll, S. (2001). Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18, 1–75.
- Goldfarb, R. J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D. I., Hart, C. J. R. y Gosselin, P. (2005). Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology 100th Anniversary*, 407–450.
- Goldfarb, R. J., Hart, C. J. y Marsh, E. E. (2008). Orogenic gold and evolution of the Cordilleran orogen. *Arizona Geological Society Digest*, 22, 311–323.
- Gosselin, P. y Dubé, B. (2005). Gold deposits of the world: Distribution, geological parameters and gold content. *Geological Survey of Canada, Open File 4895*, 271 p.
- Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Afonso, J. C., Begg, G. C. (2009). The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications. *Journal of Petrology*, 50(7), 1185–1204.
- Griffith, R. y Hoobs, J. (1993). Geology of the southern Sierra Calamajue, Baja California Norte, Mexico. En Gastil, R. G. y Miller, R. H., eds.: *The prebatholithic stratigraphy of peninsular California*. Geological Society of America, Special Paper 279, 43–60.
- Grigné, C. y Labrosse, S. (2001). Effects of continents on Earth cooling: thermal blanketing and depletion in radioactive elements. *Geophysical Research Letters*, 28(14), 2707–2710.
- Groves, D. I. (1993). The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 28, 366–374.
- Groves, D. I., Barley, M. E., Barnicoat, A. C., Cassidy, K. F., Fare, R. J., Hagemann, S. G., Ho, S. E., Hronsky, J. M. A., Mikucki, E. J., Muellet, A. G., McNaughton, N. J., Perring, C. S., Ridley, J. R. y Vearncombe, J. R. (1992). Sub-greenschist to granulite-hosted Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Craton: a depositional continuum from deep-sourced hydrothermal fluids in crustal scale plumbing systems. *University of Western Australia*, 22, 325–337.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, H., Hagemann, S. G. y Robert, F. (1998). Orogenic gold deposits - a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit type. *Ore Geology Reviews*, 13, 7–27.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Robert, F., Hart, C. J. R. (2003). Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 98, 1–29.



- Harris, P. D., Robb, L. J. y Tomkinson, M. J. (1995). The nature and structural setting of rare-element pegmatites along the northern flank of the Barberton greenstone belt, South Africa. *South African Journal of Geology*, 98-1, 82–94.
- Henry, C. D. y Aranda-Gomez, J. J. (2000). Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, 318(1), 1–26.
- Herbert, S., Woldai, T., Carranza, E. J. M. y Van Ruitenbeek, F. J. (2014). Predictive mapping of prospectivity for orogenic gold in Uganda. *Journal of African Earth Sciences*, 99, 666–693.
- Hill, B. M. y Bickford, M. E. (2001). Paleoproterozoic rocks of central Colorado: Accreted arcs or extended older crust? *Geology*, 29(11), 1015–1018.
- Holland, M. E., Karlstrom, K. E., Doe, M. F., Gehrels, G. E., Pecha, M., Shufeldt, O. P., Begg, G., Griffin, W. I. y Belousova, E. (2015). An imbricate midcrustal suture zone: the Mojave-Yavapai province boundary in Grand Canyon, Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 127(9/10), 1391–1410.
- Housh, T. B. y McDowell, F. W. (2005). Isotope provinces in Laramide and mid-Tertiary igneous rocks of northwestern Mexico (Chihuahua and Sonora) and their relation to basement configuration. *Geological Society of America Special Paper 393*, 671–692.
- Hynes, A. (2005). Buoyancy of the oceanic lithosphere and subduction initiation. *International Geology Review*, 47(9), 938–951.
- Iriondo, A. (2001). Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico – tectonic constraints on the SW margin of Laurentia. Boulder, University of Colorado, disertación doctoral, 222 p.
- Iriondo, A. y Premo, W. R. (2011). Las rocas cristalinas Proterozoicas de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurentia: La pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia. En Calmus, T., ed.: *Panorama de la geología de Sonora, México*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 118(2), 25–55.
- Iriondo, A., Premo, W. R., Martínez-Torres, L. M., Budahn, J. R., Atkinson Jr, W. W., Siems, D. F. y 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(1–2), 154–170.
- Iriondo, A., Martínez-Torres, L. M., Kunk, M. J., Atkinson, W. W., Premo, W. R. y McIntosh, W. C. (2005). Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis. En Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W. y Steiner, M. B. eds.: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*. Geological Society of America Special Paper 393, 631–669.
- Izaguirre-Pompa, A. (2009). El basamento paleoproterozoico (~1.71–1.68 Ga) Yavapai en el área Mina La Herradura en el NW de Sonora: Sus implicaciones para el desarrollo del arco magmático continental Mesozoico-Cenozoico del NW de México. Tesis de Maestría. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Izaguirre, A., Iriondo, A., Caballero-Martínez, J. A., Moreira-Rivera, F. y Espinosa-Arámburu, E. (2012). Homogeneidad geoquímica de la alteración hidrotermal del cinturón de oro orogénico del NW de Sonora, México: Estudio de balance de masas en rocas encajonantes de la mineralización. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(1), 119–153.

- Izaguirre, A., Camprubí, A. e Iriondo, A. (2015). Mesozoic orogenic gold deposits in Mexico. *Ore Geology Reviews*, 1172–1183.
- Izaguirre, A., Kunk, M. J., Iriondo, A., McAleer, R. J., Caballero-Martinez, J. A. y Espinosa-Arámburu, E. (2016). The Laramide Caborca orogenic gold belt of northwestern Sonora, Mexico; white mica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology from gold-rich quartz veins. U. S. Geological Survey, 2016–1008.
- Izaguirre, A., Iriondo, A., Kunk, M. J., McAleer, R. J., Atkinson, W. W. y Martínez-Torres, L. M. (2017). Tectonic framework for late Cretaceous to Eocene quartz-gold vein mineralization from the Caborca Orogenic Gold Belt in Northwestern Mexico. *Economic Geology*, 112(6), 1509–1529.
- Jiménez-Hernández, A. (2011). Mineralización de oro en el Complejo Oaxaqueño, sur de México. Tesis de maestría. Universidad de Chile, 95 p.
- Joly, A., Porwal, A., McCuaig, T. C., Chudasama, B., Dentith, M. C. y Aitken, A. R. (2015). Mineral systems approach applied to GIS-based 2D-prospectivity modelling of geological regions: Insights from Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 71, 673–702.
- Johnson, S. E., Tate, M. C. y Mark Fanning, C. (1999). New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Evidence for a suture? *Geology*, 27(8), 743–746.
- Johnson, S. E., Fletcher, J. M., Fanning, C. M., Vernon, R. H., Paterson, S. R. y Tate, M. C. (2003). Structure, emplacement and lateral expansion of the San José tonalite pluton, Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, 25(11), 1933–1957.
- Karlstrom, K. E., Harlan, S. S., Williams, M. L., McLelland, J., Geissman, J. W. y Åhäll, K. I. (1999). Refining Rodinia–geologic evidence for the Australia-Western U.S. connection in the Proterozoic. *GSA Today*, 9, 10, 1–7.
- Karlstrom, K. E., Williams, M. L., Holland, M. E., Mulder, J., Gehrels, G. E. y Pecha, M. (2016). Proterozoic accretionary orogens of southern Laurentia revisited. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 48–7, 230–4.
- Kimbrough, D. L., Mickey, J. J. y Tosdal, R. M. (1987). U-Pb ages of granitoid clasts in upper Mesozoic arc-derived strata of the Vizcaino Peninsula, Baja California, Mexico. *Geology*, 15(1), 26–29.
- Kimbrough, D. L. y Moore, T. E. (2003). Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, Mexico: Mesozoic forearc lithosphere of the Cordilleran magmatic arc. *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA*, 374, 43–71.
- Kröner, A. y Stern, R. J. (2005). Pan-African orogeny. *Encyclopedia of geology*, Elsevier, 1, 1–12.
- Langenheim, V. E., Jachens, R. C., Aiken, C., Morton, D. M. y Miller, F. K. (2014). Geophysical framework of the Peninsular Ranges batholith—Implications for tectonic evolution and neotectonics. *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California. Geological Society of America Memoir* 211, 1–20.
- Lawton, T. F. y Dickinson, W. R. (1999). Late Paleozoic to Paleogene evolution of the southwest border region (USA-Mexico) – implications for regional tectonics. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 31(7), A-294.
- Lawton, T. F., Cashman, P. H., Trexler Jr, J. H. y Taylor, W. J. (2017). The late Paleozoic Southwestern Laurentian Borderland. *Geology*, 45(8), 675–678.
- Laznicka, P. (1999). Quantitative relationships among giant deposits of metals. *Economic Geology*, 94, 455–472.

- Le Guen, M., Lescuyer, J. L. y Marcoux, E. (1992). Lead-isotope evidence for a Hercynian origin of the Salsigne gold deposit (Southern Massif Central, France). *Mineralium Deposita* 27, 129–136.
- Li, Z-X., Zhang, L. y Powell, C. McA. (1995). South China in Rodinia—part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? *Geology*, 23, 407–410.
- Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T. E., Drost, K. y Gerdes, A. (2008). The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, 461(1–4), 21–43.
- Liu, S. y Currie, C. A. (2016). Farallon plate dynamics prior to the Laramide orogeny: Numerical models of flat subduction. *Tectonophysics*, 666, 33–47.
- Longoria, J. F. y González, M. A. (1979). Estudios estratigráfico-estructurales en el Precámbrico de Sonora: Geología de los Cerros Gamuza y el Arpa. Universidad de Sonora, Boletín 2(2), 106–149.
- Lothringer, C. J. (1993). Allochthonous Ordovician strata of Rancho San Marcos, Baja California Norte, Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 279, 11–22.
- Mako, C. A., Williams, M. L., Karlstrom, K. E., Doe, M. F., Powicki, D., Holland, M. E., Gehrels, G. y Pecha, M. (2015). Polyphase Proterozoic deformation in the Four Peaks area, central Arizona, and relevance for the Mazatzal orogeny. *Geosphere*, 11(6), 1975–1995.
- Marignac, C. y Cuney, M. (1999). Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogensis of the Variscan collision belt. *Mineralium Deposita*, 34, 472–504.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L. y Centeno-García, E. (2011). Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *The Journal of Geology*, 119(6), 597–617.
- Martini, M., Solari, L. y López-Martínez, M. (2014). Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere*, 10(6), 1385–1401.
- Martini, M. y Ortega-Gutiérrez, F. (2016). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*.
- Marshak, S., Karlstrom, K. y Timmons, J. M. (2000). Inversion of Proterozoic extensional faults: An explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States. *Geology*, 28(8), 735–738.
- McLelland, J., Daly, S. y McLelland, J. (1996). The Grenville orogenic cycle: An Adirondack perspective. *Tectonophysics*, 265, 1–29.
- McLelland, J. M., Selleck, B. W., Hamilton, M. A. y Bickford, M. E. (2010). Late-to post-tectonic setting of some major Proterozoic anorthosite–mangerite–charnockite–granite (AMCG) suites. *The Canadian Mineralogist*, 48(4), 729–750.
- Merdith, A. S., Williams, S. E., Müller, R. D. y Collins, A. S. (2017). Kinematic constraints on the Rodinia to Gondwana transition. *Precambrian Research*, 299, 132–150.
- Miall, A. D. y Blakey, R. C. (2008). The Phanerozoic tectonic and sedimentary evolution of North America. En Miall, A. D. ed.: *Sedimentary basins of United States and Canada*. Elsevier, *Sedimentary Basins of the World*, 5, 1–29.
- Mikucki, E. J. (1998). Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review. *Ore geology reviews*, 13(1–5), 307–321.

- Molina-Garza, R. S. e Iriondo, A. (2005). La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 1–26.
- Molina-Garza, R. S. M., van Hinsbergen, D. J., Boschman, L. M., Rogers, R. D. y Ganerød, M. (2017). Large-scale rotations of the Chortis Block (Honduras) at the southern termination of the Laramide flat slab. *Tectonophysics*, en prensa.
- Montiel-Escobar, J. E. (2013). Evolución estructural e implicaciones metalogenéticas de la zona de cizalla El Muleto, suroeste de México. Tesis de maestría. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Montiel-Escobar, J. E., Corona-Chávez, P. y Salinas-Prieto, J. C. (2015). Yacimientos de oro en Michoacán. *Ciencia Nicolaita*, 65, 36–55.
- Morgan, J. R., Kimbrough, D. L. y Grove, M. (2005). Detrital U/Pb zircon ages from the Peninsular Ranges Mesozoic flysch belt of southern and Baja California. *Peninsular Geological Society, VII International Meeting on the Geology of the Baja California Peninsula, Abstracts with Programs*, 4.
- Moore, E. M. (1991). Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection—a hypothesis. *Geology*, 19, 425–428.
- Mortensen, J. K., Hall, B. V., Bissig, T., Friedman, R. M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D. A., Ross, K. V. y Gabites, J. E., (2008). Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero Terrane of central Mexico: Constraints from U-Pb age and Pb isotope studies. *Economic Geology*, 103(1), 117–140.
- Mulder, J. A., Karlstrom, K. E., Fletcher, K., Heizler, M. T., Timmons, J. M., Crossey, L. J., Gehrels, G. E. y Pecha, M. (2017). The syn-orogenic sedimentary record of the Grenville Orogeny in southwest Laurentia. *Precambrian Research*, 294, 33–52.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C. y Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q04006.
- Nance, R. D. y Murphy, J. B. (2018). Supercontinents and the case for Pannotia. En Wilson, R. W., Houseman, G. A., Mccaffrey, K. J. W., Doré, A. G. y Buitter, S. J. H., eds. *Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 470–5.
- Nelson, S. T., Hart, G. L. y Frost, C. D. (2011). A reassessment of Mojavia and a new Cheyenne Belt alignment in the eastern Great Basin. *Geosphere*, 7(2), 513–527.
- Nielsen, S. H., Cunningham, F., Hay, R., Partington, G. y Stokes, M. (2015). 3D prospectivity modelling of orogenic gold in the Marymia Inlier, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, 71, 578–591.
- Nourse, J. A., Anderson, T. H. y Silver, L. T. (1994). Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics*, 13(5), 1161–1182.
- Nourse, J. A., Premo, W. R., Iriondo, A. y Stahl, E. R. (2005). Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora–Arizona international border region. En Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W. y Steiner, M. B. eds.: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*. Geological Society of America Special Paper 393, 123–182.
- Nyman, M. W., Karlstrom, K. E., Kirby, E. y Graubard, C. M. (1994). Mesoproterozoic contractional orogeny in western North America: Evidence from ca. 1.4 Ga plutons. *Geology*, 22, 901–904.
- Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T. F. y Ortega-Obregón, C. (2014). Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: Demise of Gondwanan continen-

- tal fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation. *International Geology Review*, 56(2), 237–261.
- Pamplona-Pérez, U. (2007). Perfil magnetotelúrico a través de la Sierra San Pedro Mártir, Baja California, México. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 84 p.
- Paz-Moreno, F. A., Demant, A., Cocheme, J. J., Dostal, J. y Montigny, R. (2003). The Quaternary Moctezuma volcanic field: a tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México. *Geological Society of America Special Paper* 374, 439–455.
- Peña-Alonso, T. A., Delgado-Argote, L. A. y Molina-Garza, R. S. (2015). Early Cretaceous pre-batholith dextral-transpression in the central Baja California peninsula: the record of the La Unión complex, Baja California, Mexico. *International Geology Review*, 57(1), 28–54.
- Persaud, P., Pérez-Campos, X. y Clayton, R. W. (2007). Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions. *Geophysical Journal International*, 170(2), 687–699.
- Phillips, G. N. y Groves, D. I. (1983). The nature of Archaean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*, 30(1–2), 25–39.
- Poole, F. G. y Madrid, R. J. (1988). Allochthonous Paleozoic eugeoclinal rocks of Barita de Sonora mine area, central Sonora, Mexico. En Rodríguez T. ed. *Libreto Guía Excursión Geológica, II Simposio sobre Geología y Minerales del Estado de Sonora, Excursión de Campo*. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México y Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, 32–41.
- Poole, F. G., Perry, W. J., Madrid, R. J. y Amaya-Martínez, R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. En Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W. y Steiner, M. B. eds.: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*. *Geological Society of America Special Paper* 393, 543–596.
- Prave, A. R. (1999). Two diamictites, two cap carbonates, two  $\delta^{13}\text{C}$  excursions, two rifts: the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, California. *Geology*, 27(4), 339–342.
- Radhakrishna, B. P. y Curtis, L. C. (1999). Gold in India. Bangalore, Geological Society of India, 301 p.
- Rivers, T. y Corrigan, D. (2000). Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2–3), 359–383.
- Robert, F. y Poulsen, K. H. (2001). Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 14, 111–155.
- Rodríguez-Castañeda, J. L. (1994). Geología del área El Teguachi, estado de Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 11–28.
- Roldán-Quintana, J., McDowell, F. W., Delgado-Granados, H. y Valencia-Moreno, M. (2009). East-west variations in age, chemical and isotopic composition of the Laramide batholith in southern Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 543–563.
- Saleeby, J. (2003). Segmentation of the Laramide slab—Evidence from the southern Sierra Nevada region. *Geological Society of America Bulletin*, 115(6), 655–668.
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Salgado-Souto, S. A. y Gómez-Landa, J. R. (2018). Geochemical and isotopic study of Mesozoic magmatism in the Sonobari Complex, western Mexico: Implications for the tectonic evolution of southwestern North America. *Geosphere* 14 (1), 304–324.



- Schmidt, K. L. (2000). Investigation of arc processes: Relationships among deformation, magmatism, mountain building, and the role of cristal anisotropy in the evolution of the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Tesis doctoral, Los Ángeles, University of Southern California, 310 p.
- Schmidt, K. L. y Paterson, S. R. (2002). A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress? *Tectonics*, 21(5), 1050.
- Schmidt, K. L., Wetmore, P. H., Alsleben, H. y Paterson, S. R. (2014). Mesozoic tectonic evolution of the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Long-lived history of a collisional segment in the Mesozoic Cordilleran arc. *Geological Society of America Memoirs*, 211, 645–668.
- Sears, J. W. y Price, R. A. (2000). New look at the Siberian connection: No SWEAT. *Geology*, 28(5), 423–426.
- Sears, J. W. (2001). Icosahedral fracture tessellation of early Mesoproterozoic Laurentia. *Geology* 29, 327–330.
- Sears, J. W., George, G. M. S. y Winne, J. C. (2005). Continental rift systems and anorogenic magmatism. *Lithos*, 80(1), 147–154.
- Shaw, S. E., Todd, V. R. y Grove, M. (2003). Jurassic peraluminous gneissic granites in the axial zone of the Peninsular Ranges, southern California. En Johnson, S. E., Paterson, S. R., Fletcher, J. M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L. y Martín-Barajas, A. eds., *Tectonic Evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA*. Geological Society of America Special Paper 374, 157–184.
- Sibson, R. H., Robert, F., Poulsen, K. H., 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold quartz deposits. *Geology*, 16, 551–555.
- Sillitoe, R. H. (2008). Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: Distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations. *Economic Geology* 103(4), 663–687.
- Sillitoe, R. H., Creaser, R. A., Kern, R. R. y Lenters, M. H. (2014). Squaw Peak, Arizona: Paleoproterozoic precursor to the Laramide porphyry copper province. *Economic Geology*, 109(5), 1171–1177.
- Silver, L. T. y Anderson, T. H. (1974). Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 6, 955–956.
- Slack, J. F., Grenne, T., Bekker, A., Rouxel, O. J. y Lindberg, P. A. (2007). Suboxic deep seawater in the late Paleoproterozoic: evidence from hematitic chert and iron formation related to seafloor-hydrothermal sulfide deposits, central Arizona, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(1–2), 243–256.
- Sloss, L. L. (1963). Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74, 93–113.
- Sloss, L. L. (1988). Tectonic evolution of the craton in Phanerozoic time. En Sloss, L. L. ed.: *Sedimentary cover – North American Craton*: U.S. Geological Society of America, D-2, 25–51.
- Solari, L. A., González-León, C. M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M. y Rascón-Heimpel, M. A. (2017). The Proterozoic of NW Mexico revisited: U–Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 1–17.
- Stern, R. J. y Gerya, T. (2017). Subduction initiation in nature and models: A review. *Tectonophysics, Evgenii Burov Memorial Volume*.
- Stewart, J. H., Amaya-Martínez, R., y Palmer, A. R. (2002). Neoproterozoic and Cambrian strata of Sonora, Mexico: Rodinian supercontinent to Laurentian Cordilleran margin. En Barth, A., ed.: *Contributions*

- to Crustal Evolution of the Southwestern United States. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 365, 5–48.
- Timmons, J. M., Karlstrom, K. E., Dehler, C. M., Geissman, J. W. y Heizler, M. T. (2001). Proterozoic multistage (ca. 1.1 and 0.8 Ga) extension recorded in the Grand Canyon Supergroup and establishment of northwest-and north-trending tectonic grains in the southwestern United States. *GSA Bulletin*, 113(2), 163–181.
- Todd, V. R., Erskine, B. G. y Morton, D. M. (1988). Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges batholith. En Ernst, W. G., ed.: *Metamorphism and crustal evolution of the western United States (Rubey Volume VII)*. Prentice Hall, 894–937.
- Torres, M. E., Bohrmann, G., Dubé, T. E. y Poole, F. G. (2003). Formation of modern and Paleozoic stratiform barite at cold methane seeps on continental margins. *Geology* 31, 897–900.
- Valencia, V. A., Barra, F., Weber, B., Ruiz, J., Gehrels, G., Chesley, J. y López-Martínez, M. (2006). Re/Os and U/Pb geochronology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California Mexico; implications for the Jurassic tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 39–51.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürcher, L., Hodkinson, D. G. y Roldán-Quintana, J. (2001). A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geological Society of America Bulletin*, 113(11), 1409–1422.
- Valencia-Moreno, M., Iriondo, A. y González-Leon, C. (2006). Temporal constraints on the eastward migration of the Late Cretaceous–early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  hornblende geochronology of granitic rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1–2), 22–38.
- Valencia-Moreno, M. y Ortega-Rivera, A. (2011). Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México—Evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Larámide). En Calmus, Thierry, ed. *Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 118, 201–226.
- Valencia-Moreno, M., Camprubí, A., Ochoa-Landín, L., Calmus, T. y Mendivil-Quijada, H. (2017). Latest Cretaceous-early Paleogene “boom” of porphyry Cu mineralization associated with the Laramide magmatic arc of Mexico. *Ore Geology Reviews*, 81, 1113–1124.
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia-Gómez, V., Ruiz, J., Meza-Figueroa, D. y Talavera-Mendoza, O. (2008). U-Pb detrital zircon data of the Rio Fuerte Formation (NW Mexico): its periGondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America. *Journal South American Earth Sciences*, 26, 343–354.
- Vega-Granillo R., Salgado-Souto S., Herrera-Urbina S., Valencia-Gómez, V. y Vidal-Solano, J. R. (2011). Metamorphism and deformation in the El Fuerte region: their role in the tectonic evolution of NW Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1), 10–23.
- Vega-Granillo, R., Vidal-Solano, J. R. y Herrera-Urbina, S. (2012). Island arc tholeiites of Early Silurian, Late Jurassic and Late Cretaceous ages in the El Fuerte region, northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(2), 492–513.
- Vega-Granillo, R., Sarmiento-Villagrana, A., Salgado-Souto, S. y Araux-Sánchez, E. (2017). P-T conditions of earliest Late Cretaceous metamorphism in the Western Sonobari Complex, northwestern Mexico: tectonic implications. *International Geology Review*, 59(7), 812–828.

- Vielreicher, N. M., Groves, D. I., Fletcher, I. R., McNaughton, N. J. y Rasmussen, B. (2003). Hydrothermal monazite and xenotime geochronology - a new direction for precise dating of orogenic gold mineralization. *Society of Economic Geologists Newsletter* 53, 1, 10–15.
- Wells, M. L. y Hoisch, T. D. (2008). The role of mantle delamination in widespread Late Cretaceous extension and magmatism in the Cordilleran orogen, western United States. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5–6), 515–530.
- Wells, M. L., Hoisch, T. D., Cruz-Urbe, A. M. y Vervoort, J. D. (2012). Geodynamics of synconvergent extension and tectonic mode switching: Constraints from the Sevier-Laramide orogen. *Tectonics*, 31(1).
- Wetmore, P. H., Schmidt, K. L., Paterson, S. R. y Herzig, C. (2002). Tectonic implications for the along-strike variation of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Geology*, 30(3), 247–250.
- Wetmore, P. H., Herzig, C., Alsleben, H., Sutherland, M., Schmidt, K. L., Schultz, P. W. y Paterson, S. R. (2003). Mesozoic tectonic evolution of the Peninsular Ranges of southern and Baja California. En Johnson, S. E., Paterson, S. R., Fletcher, J. M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L. y Martín-Barajas, A., eds. *Tectonic Evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA*. Geological Society of America Special Paper 374, 93–116.
- Whitmarsh, R. B., Manatschal, G. y Minshull, T. A. (2001). Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413, 150–154.
- Whitmeyer, S. J. y Karlstrom, K. E. (2007). Tectonic model for the Proterozoic growth of North America. *Geosphere*, 3(4), 220–259.
- Wood, S. A. y Samson, I. M. (1998). Solubility of ore minerals and complexation of ore metals in hydrothermal solutions. *Reviews in Economic Geology*, 10, 33–80.
- Wooden, J. L. y Miller, D. M. (1990). Chronologic and isotopic framework for Early Proterozoic crustal evolution in the eastern Mojave Desert region, SE California *Journal of Geophysical Research*, 95, 20,133–20,146.
- Wright, N. M., Seton, M., Williams, S. E. y Mueller, R. D. (2016). The Late Cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin. *Earth-Science Reviews*, 154, 138–173.
- Wyman, D. y Kerrich, R. (2010). Mantle plume-volcanic arc interaction - consequences for magmatism, metallogeny, and cratonization in the Abitibi and Wawa subprovinces, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47, 565–589.
- Zhang, S., Li, Z. X., Evans, D. A., Wu, H., Li, H. y Dong, J. (2012). Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China. *Earth and Planetary Science Letters*, 353, 145–155.
- Zhong, R., Brugger, J., Tomkins, A. G., Chen, Y. y Li, W. (2015). Fate of gold and base metals during metamorphic devolatilization of a pelite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 171, 338–352.



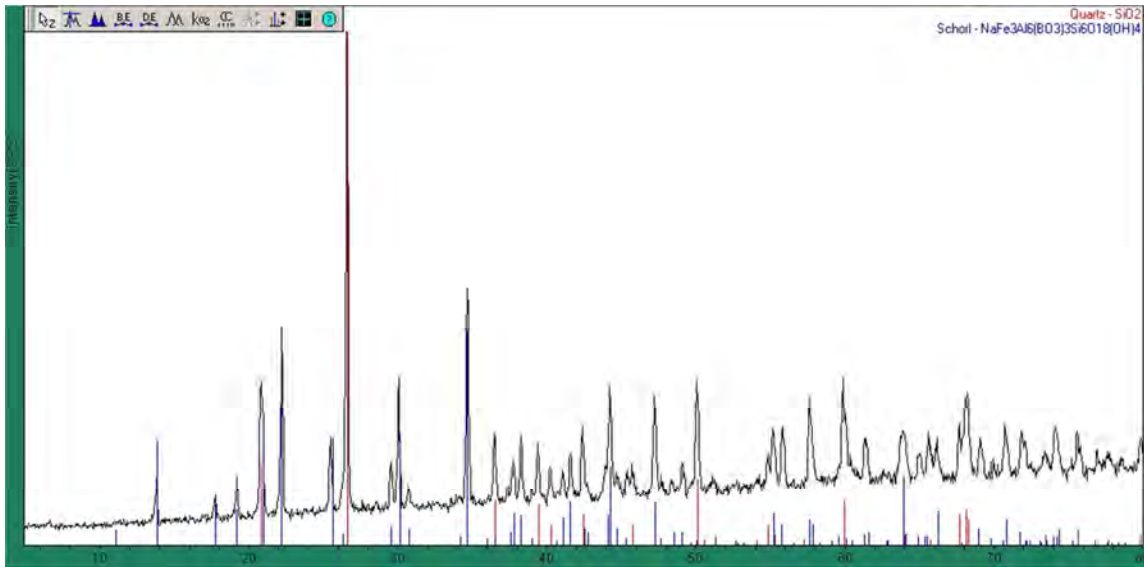
## **APÉNDICE I**

DIFRACCIÓN DE RAYOS X.  
DIFRACTOGRAMAS DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS



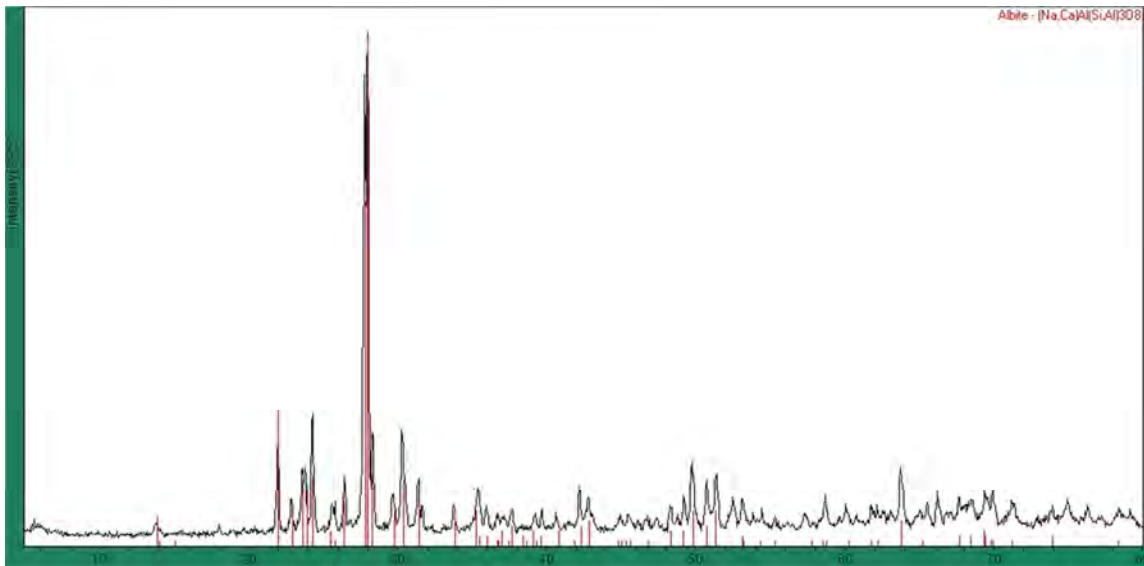
EL INDIO

Muestra: EI-01 (Fig. 12D) *Cuarzo y turmalina variedad chorro*

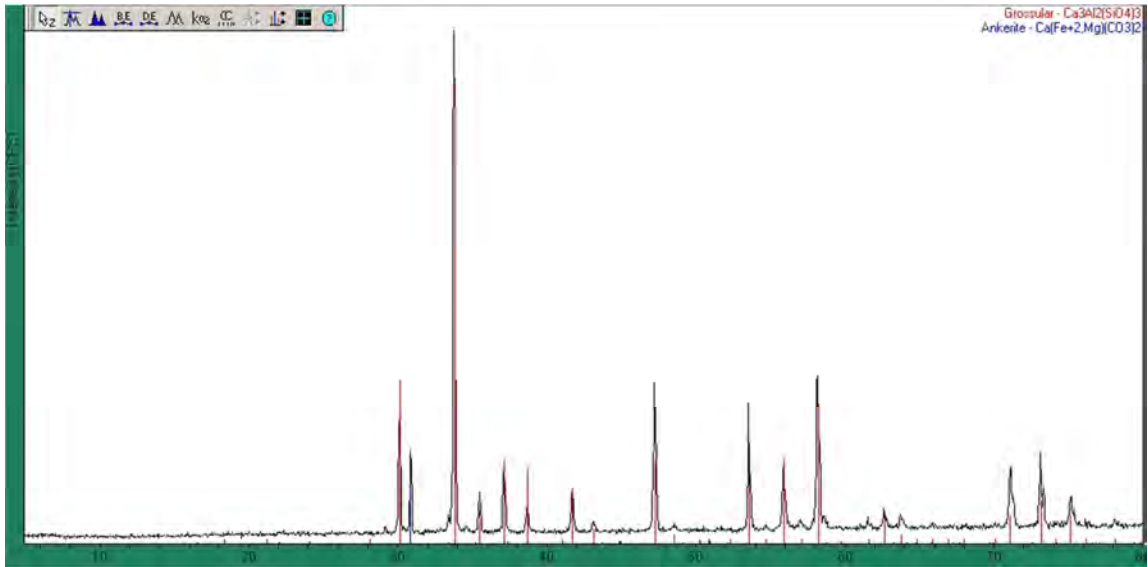


JASAY

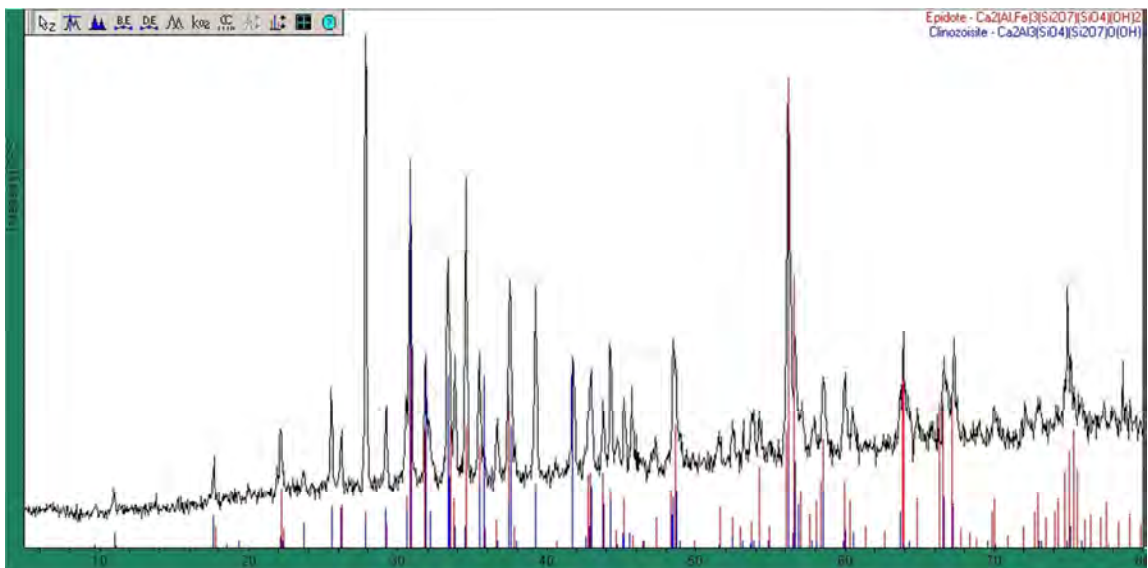
Muestra: LH-01 (Fig. 14F) *Albita*



Muestra: LH-02 (Fig. 14D) *Granate variedad grosularia*



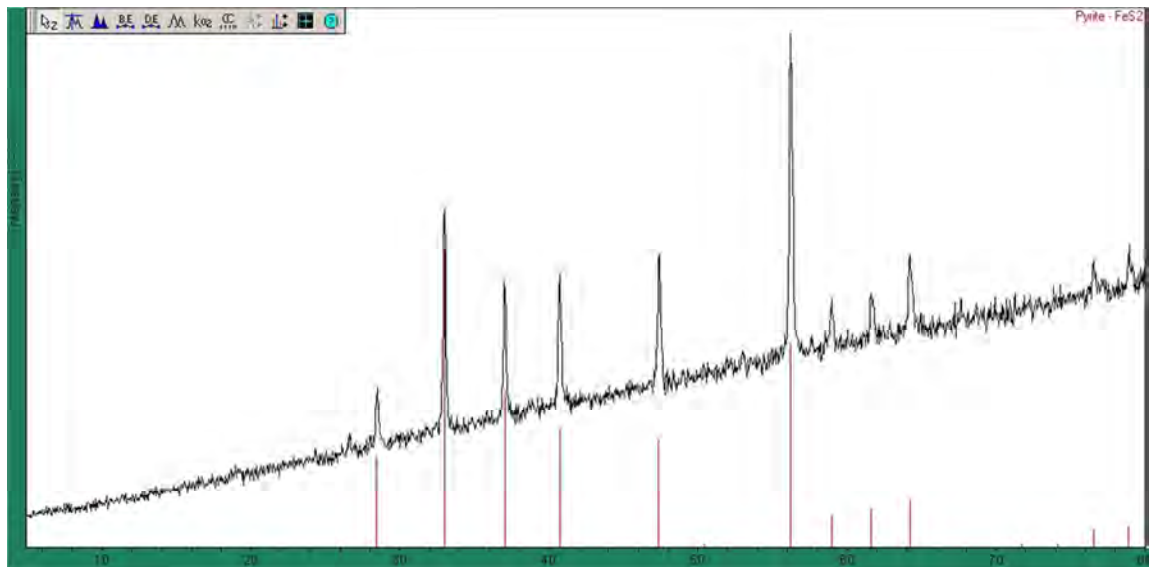
Muestra: LH-02 (Fig. 14D) *Epidota*



## EL MEZQUITE

Muestra: LH-02

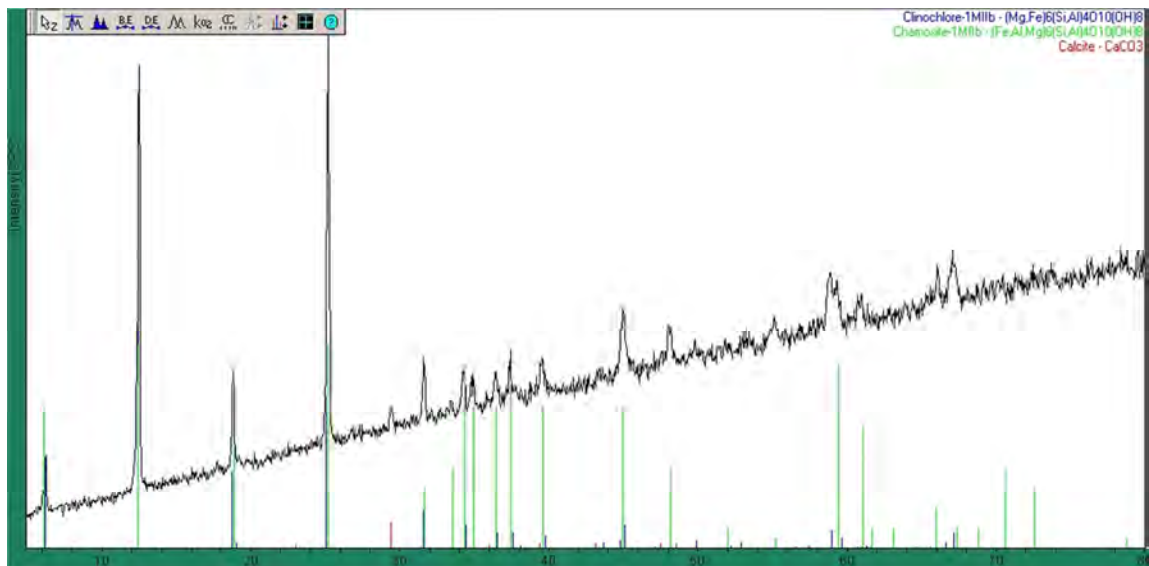
*Pirita*



## LA VICTORIA

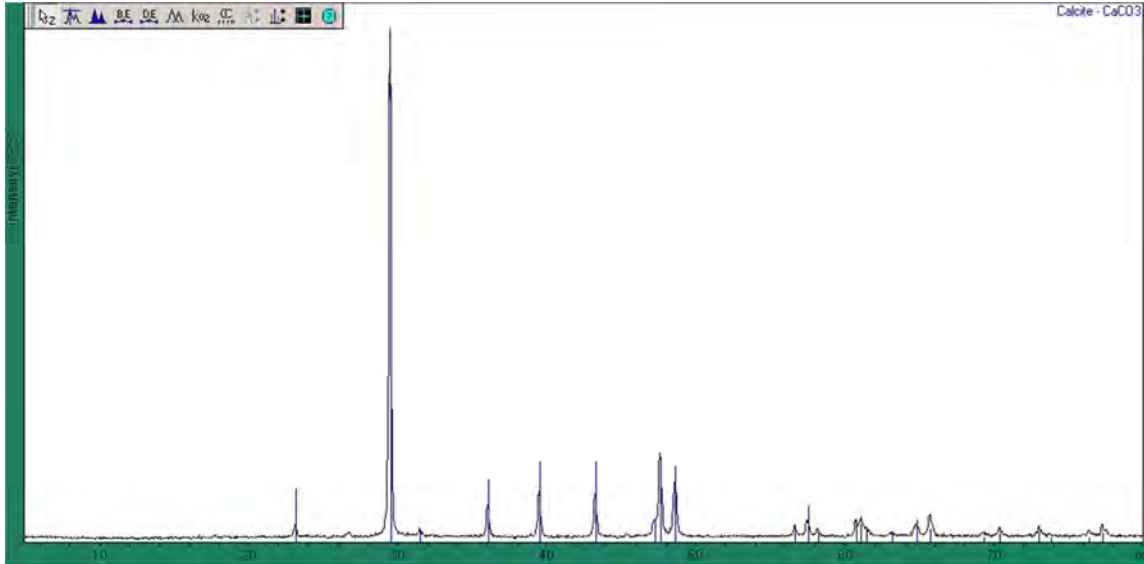
Muestra: LV-04 (Fig. 15D)

*Minerales del grupo de la clorita, calcita*



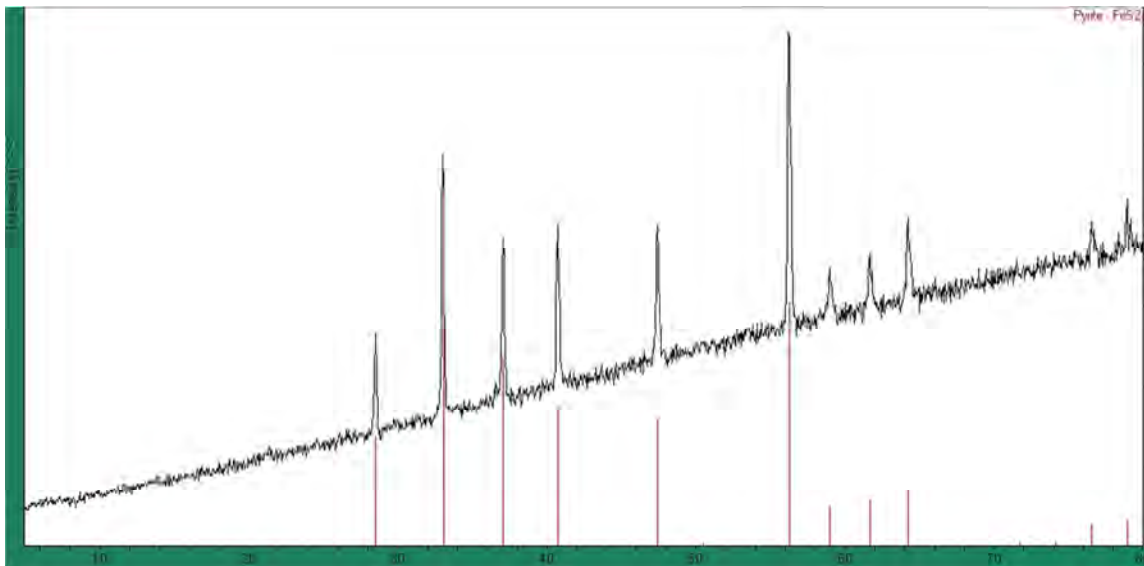
LA FELIPEÑA

Muestra: LF-02 (Fig. 16D) *Calcita*



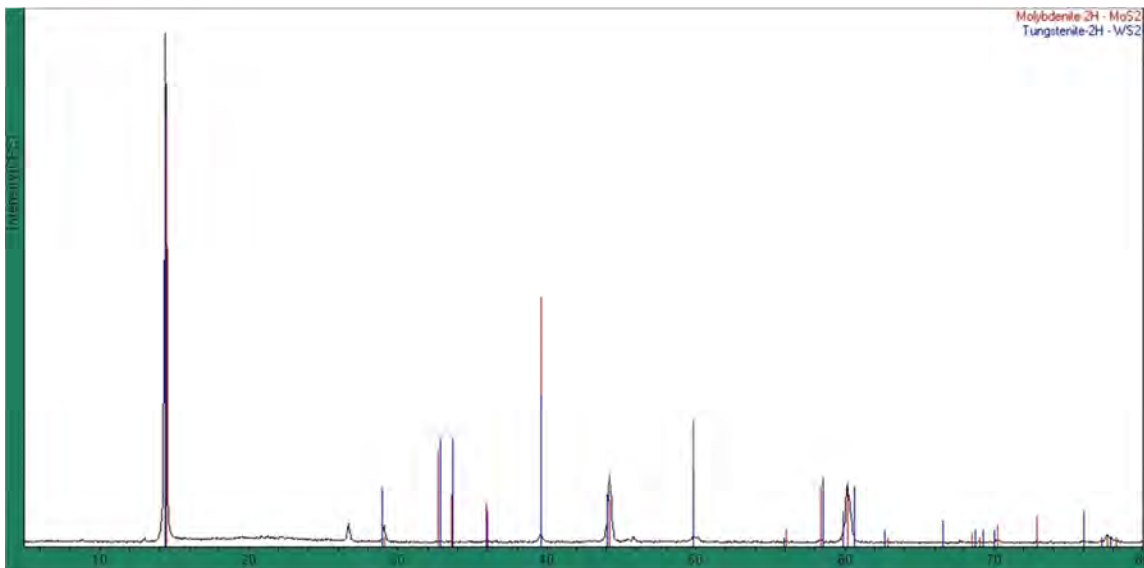
VALLADARES

Muestra: VA2-01 (Fig. 18C) *Pirita*



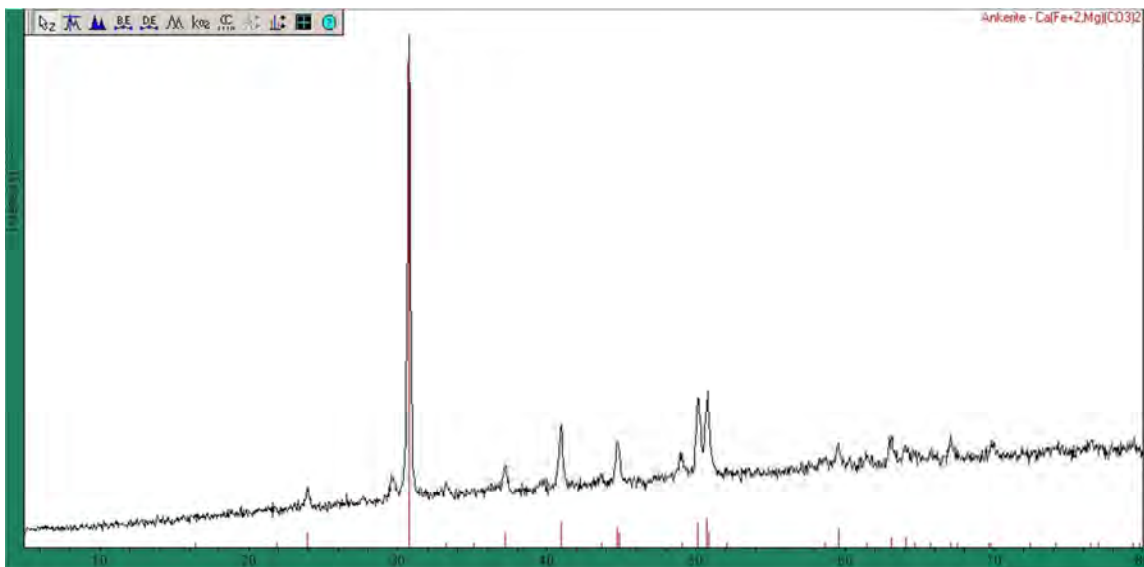
Muestra: VA2-04 (Fig. 18D) *Molibdenita\**

\*Complementada con EDS



## LA FORTUNA

Muestra: FOR-02 (Fig. 20C) *Ankerita*



## **APÉNDICE II**

MICROTERMOMETRÍA.  
DEPÓSITOS SELECTOS DE BAJA CALIFORNIA



## ANÁLISIS MICROTERMOMÉTRICO DE INCLUSIONES FLUIDAS

El análisis microtermométrico de inclusiones fluidas de tres muestras de las minas La Fortuna, Valladares y El Mezquite ha permitido obtener datos de temperaturas de homogeneización, salinidad y la presencia de otros volátiles distintos al agua que son congruentes con los rangos comunes en los depósitos de oro orogénico globales (Tabla 1). Las tres muestras consisten en cuarzo de las vetas mineralizadas, lechoso por la gran cantidad de fracturas internas e inclusiones mayoritariamente secundarias.

Los fluidos mineralizantes presentan temperaturas de homogeneización comprendidas entre 305 a 395 °C y un rango de bajas salinidades de 3.39 a 7.86 % en peso equivalente de NaCl (Tabla 2). En el depósito Valladares los rangos son especialmente limitados, mientras que en La Fortuna presentan mayor dispersión y cierta correlación positiva entre temperatura y salinidad (Figs. C y D). La presencia de inclusiones fluidas trifásicas compuestas por dos fases líquidas inmiscibles y una gaseosa con puntos de congelamiento y temperaturas de homogeneización bajas parece revelar la presencia de un compuesto gaseoso dominado por dióxido de carbono, con cantidades significativas de metano y quizás presencia de otros volátiles.

A continuación se presentan las tablas con los resultados obtenidos y figuras que muestran algunas microfotografías (Figs. A y B) y diferentes diagramas.

**Tabla A.** Resultados del análisis microtermométrico de inclusiones fluidas de depósitos selectos.

FOR - 04			VA 2-11			MEZ-04		
Cuarzo			Cuarzo			Cuarzo		
Th °C	Tff °C	NaCl %	Th °C	Tff °C	NaCl %	Th °C	Tff °C	NaCl %
355.0	-5.0	7.86	348	-4.1	6.59	324	-2.0	3.39
320.0	-5.0	7.86	338	-4.1	6.59	324	-2.0	3.39
347.0	-5.0	7.86	346	-4.1	6.59	325	-2.0	3.39
367.0	-5.0	7.86	340	-4.1	6.59	323	-2.0	3.39
310.0	-5.0	7.86	335	-4.1	6.59			
310.0	-5.0	7.86	335	-4.1	6.59	339	-2.0	3.39
310.0	-5.0	7.86	336	-4.1	6.59	330	-2.0	3.39
310.0	-5.0	7.86	337	-4.1	6.59	333	-2.0	3.39
310.0	-5.0	7.86	330	-4.1	6.59	334	-2.0	3.39
311.0	-5.0	7.86	342	-4.1	6.59	360	-2.1	3.55
315.0	-5.0	7.86	342	-4.1	6.59	360	-2.1	3.55
320.0	-4.5	7.17	346	-4.1	6.59	356	-2.1	3.55
325.0	-4.5	7.17	340	-4.1	6.59	360	-2.1	3.55
312.0	-4.5	7.17	335	-4.1	6.59	306	-2.1	3.55
356.0	-4.5	7.17	339	-4.1	6.59	338	-2.5	4.18
310.0	-4.5	7.17	340	-4.1	6.59	342	-2.5	4.18

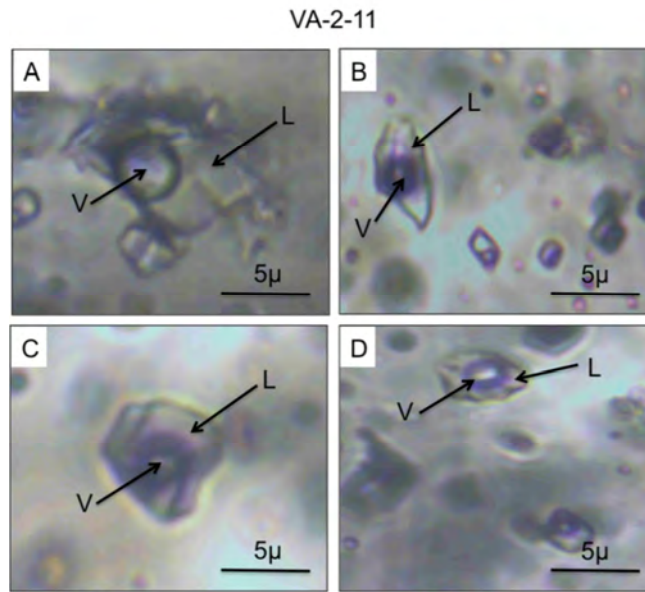
310.0	-4.5	7.17	340	-4.1	6.59	305	-2.5	4.18
311.0	-4.5	7.17				306	-2.5	4.18
395.0	-4.5	7.17				305	-2.5	4.18
310.0	-4.5	7.17				310	-2.5	4.18
311	-4.5	7.17				330	-2.5	4.18
312	-4.5	7.17				335	-2.5	4.18
330	-4.5	7.17				336	-2.5	4.18
325	-4.5	7.17				334	-2.5	4.18
330	-4.5	7.17				334	-2.5	4.18
360	-4.0	6.45				331	-2.5	4.18
348	-4.0	6.45				342	-2.5	4.18
345	-4.0	6.45				340	-2.5	4.18
342	-4.0	6.45				335	-2.5	4.18
343	-3.0	4.96				336	-2.5	4.18
310	-3.0	4.96				337	-2.5	4.18
315	-3.0	4.96				335	-2.5	4.18
330	-3.0	4.96				336	-2.5	4.18
325	-2.0	3.39				336	-2.5	4.18
326	-2.0	3.39						
325	-2.0	3.39						
315	-2.0	3.39						
316	-2.0	3.39						
317	-2.0	3.39						
310	-2.0	3.39						
311	-2.0	3.39						
312	-2.0	3.39						

Th: temperatura de homogeneización; Tff: temperatura de fusión del hielo (*freezing point depression*).

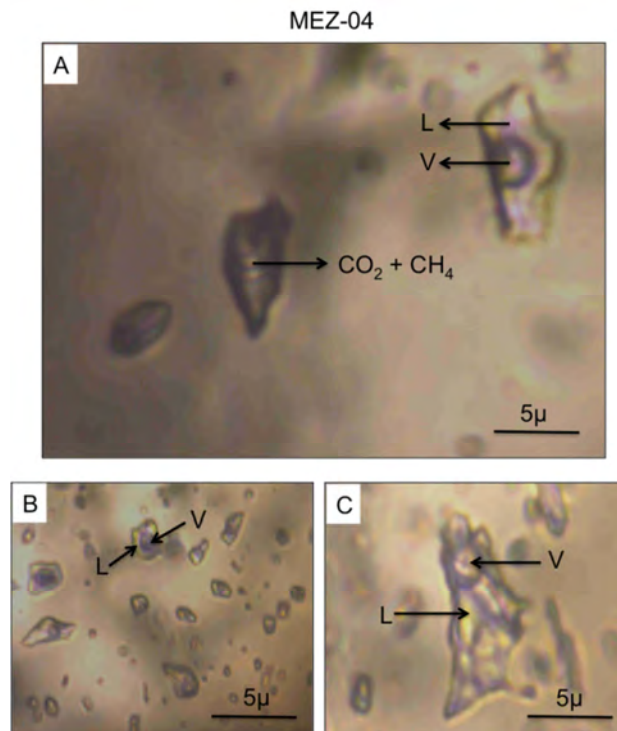
**Tabla B.** Resumen de los valores microtermométricos obtenidos en las muestras estudiadas.

Muestra	#	Th (°C)			Tff (°C)			Salinidad (% peso eq. NaCl)		
		Máx	Prom.	Mín	Máx	Prom.	Mín	Máx	Prom.	Mín
FOR-04	43	395.00	325.52	310.00	-2.00	-3.95	-5.00	7.86	6.33	3.39
VA 2-11	17	348.00	339.35	330.00	-4.10	-4.10	-4.10	6.59	6.59	6.59
MEZ-04	36	360.00	332.64	305.00	-2.00	-2.32	-2.50	4.18	3.89	3.39

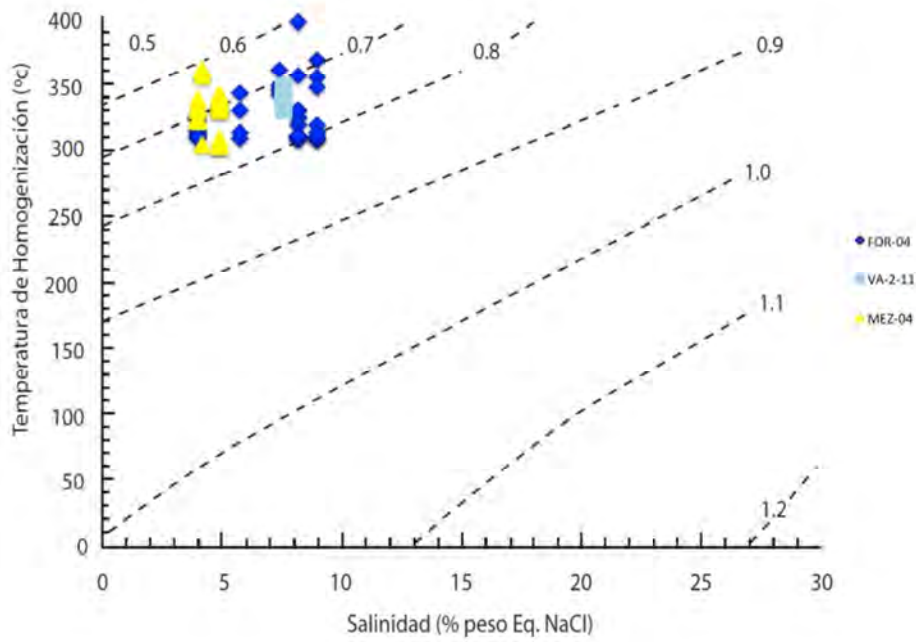
#: número de inclusiones analizadas; Mín: valor mínimo; Prom: valor promedio; Máx: valor máximo.



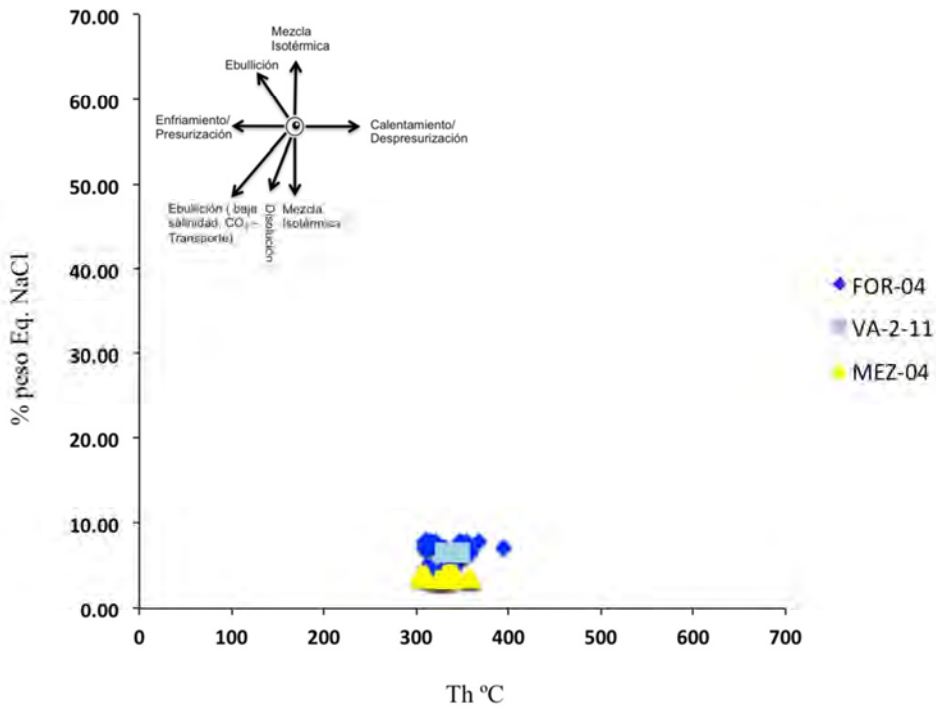
**Figura A.** Microfotografías de inclusiones fluidas de la muestra VA-2-11 de la mina Valladares. (A, B, C y D) Inclusiones fluidas bifásicas (líquido+gas) de contornos irregulares con temperaturas de homogeneización del orden de 340 °C y baja salinidad.



**Figura B.** Microfotografías de inclusiones fluidas de la muestra MEZ-04 de la mina El Mezquite. (A) En el centro-izquierda de la imagen inclusión monofásica gaseosa compuesta tentativamente por una mezcla de  $\text{CO}_2$  y  $\text{CH}_4$  ( $T_{\text{ff}} = -66$  °C;  $T_{\text{h}} = 20$  °C;  $\text{CH}_4 \geq 30$  %); derecha-superior inclusión bifásica ( $T_{\text{ff}} = -2$  °C; Salinidad = 3.39 % en peso eq. NaCl;  $T_{\text{h}} = 324$  °C). (B y C) Inclusiones fluidas bifásicas (líquido+gas) de contornos irregulares con temperaturas de homogeneización del orden de 330 °C y baja salinidad.



**Figura C.** Diagrama de temperatura de homogeneización (°C) frente a salinidad (porcentaje en peso eq. NaCl).



**Figura D.** Diagrama salinidad (% en peso equivalente de NaCl) frente a temperatura de homogeneización (°C).



## **APÉNDICE III**

**BASE CARTOGRÁFICA.  
MAPA GEOLÓGICO DEL COOC**



- Aparicio-Cordero, E. (2007). Carta geológico-minera El Prieto H12-A77, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Arvizu, H. E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G. D., Solís-Pichardo, G., Foster, D. A. y Lozano-Santa-Cruz, R. (2009a). Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 709–728.
- Arvizu, H. E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G. D., Foster, D. A., Lozano-Santa Cruz, R. y Solís-Pichardo, G. (2009b). Gneises bandeados paleoproterozoicos (~1.76–1.73 Ga) de la Zona Canteras-Puerto Peñasco: Una nueva ocurrencia de rocas de basamento tipo Yavapai en el NW de Sonora, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 375–402.
- Arvizu, H. E. e Iriondo, A. (2015). Control temporal y geología del magmatismo Permo-Triásico en Sierra Los Tanques, NW Sonora, México: Evidencia del inicio del arco magmático cordillerano en el SW de Laurencia. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(3), 545–586.
- Castro-Escárrega, J. J., Morales-Morales, H. y Salazar-Velázquez, R. (2002). Carta geológico-minera Puerto Peñasco H12-1, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:250,000.
- Castro-Escárrega, J. J. y Hernández-Morales, P. (2012). Carta geológico-minera Sierra Pinta H12-A33, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Compañía Minera Cascabel (2000a). Carta geológico-minera Santa Ana H12-A69, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Compañía Minera Cascabel (2000b). Carta geológico-minera Estación Llano H12-A79, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Compañía Minera Cascabel (2000c). Carta geológico-minera Magdalena de Kino H12-B61, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Compañía Minera Cascabel (2000d). Carta geológico-minera Cucurpe H12-B71, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Corral-Gastélum, R. y Gaytán-García, J. (2008). Carta geológico-minera Jesús García H12-A65, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Corral-Gastélum, R. y Gaytán-García, J. (2010a). Carta geológico-minera Quitovac H12-A24, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Corral-Gastélum, R. y Gaytán-García, J. (2010b). Carta geológico-minera El Tullido H12-A34, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Corral-Gastélum, R. y Gaytán-García, J. (2012). Carta geológico-minera San Luisito H12-A45, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Corral-Gastélum, R. y Morales-Morales, H. (2015). Carta geológico-minera El Diamante H12-A55, H12-C14, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Corral-Gastélum, R. y Moreno-Ibarra, V. M. (2015). Carta geológico-minera La Alameda (El Chamizal) H12-A64, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Corral-Gastélum, R. y Ramírez-Chavez, J. M. (2015). Carta geológico-minera Sonoita H12-A14, H12-C14, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Doval-Arenas, H. J. y Silva-Hernández, G. (2012). Carta geológico-minera El Sahuaro H12-A44, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.

- García-Cortez, J. A., Terán-Martínez, G., Zamora-Tovar, E. (2002). Carta geológico-minera Caborca H12-4, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:250,000.
- García-Cortez, J. A., Moreno-Ibarra, V. M., Robles-Zavala, J. A. y Hernández-Montaño, M. A. (2015). Carta geológico-minera El Papalote H12-A13, I12-C83, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- González-Gallegos, A. (2006). Carta geológico-minera Trincheras H12-A78, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- González-León, C. (1980). La Formación Antimonio (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en la Sierra del Álamo, Estado de Sonora. *Revista*, 4(1), 13-18.
- Gradías-Figueroa, J. S. y Durazo-Tapia, G. (2013). Carta geológico-minera Tuape H12-B81, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Gray, F., Miller, R. J., Grubensky, M. J., Tosdal, R. M., Haxel, G. B., Peterson, D. W., May D. J. y Silver, L. T. (1988). Geologic map of the Ajo and Lukeville 1 degrees by 2 degrees quadrangle, Southwest Arizona (No. 87-347). U. S. Geological Survey.
- Guzmán-Espinoza, J. B. y Doval-Arenas, H. J. (2008). Carta geológico-minera El Sahuaro H12-A56, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Guzmán-Espinoza, J. B. y Doval-Arenas, H. J. (2011). Carta geológico-minera Los Norteños H12-A23, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Guzmán-Espinoza, J. B. (2012). Carta geológico-minera Estación Almejas H12-A43, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Guzmán-Espinoza, J. B. y Jaimes-Deloya, E. R. (2015a). Carta geológico-minera Mina del Desierto I12-C81, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Guzmán-Espinoza, J. B. y Jaimes-Deloya, E. R. (2015b). Carta geológico-minera Los Vidrios I12-C82, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Guzmán-Espinoza, J. B. y Lucero-Morales, E. (2015). Carta geológico-minera Costa Rica I12-A35, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Haxel, G. B., Tosdal, R. M., May, D. J. y Wright, J. E. (1984). Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona: Thrust faulting, regional metamorphism, and granitic plutonism. *Geological Society of America Bulletin*, 95(6), 631-653.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática - INEGI. Conjunto de datos geológicos vectoriales. Escala 1:250,000. Serie I. Sonora.
- Iriondo, A., Martínez-Torres, L. M., Kunk, M. J., Atkinson, W. W., Premo, W. R. y McIntosh, W. C. (2005). Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis. En Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W. y Steiner, M. B. eds.: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*. Geological Society of America Special Paper 393, 631-669.
- Izaguirre-Pompa, A. (2009). El basamento Paleoproterozoico (~1.71-1.68 Ga) Yavapai en el área Mina La Herradura en el NW de Sonora: Sus implicaciones para el desarrollo del arco magmático continental Mesozoico-Cenozoico del NW de México. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, 200 p.

- Mauel, D. J., Lawton, T. F., González-León, C., Iriondo, A. y Amato, J. M. (2011). Stratigraphy and age of Upper Jurassic strata in north-central Sonora, Mexico: Southwestern Laurentian record of crustal extension and tectonic transition. *Geosphere*, 7(2), 390–414.
- Morales-Morales, H., Corral-Gastélum, R., Escamilla-Torres, T. y Hernández-Rabago, P. Y. (2007). Carta geológico-minera El Caracol H12–A85, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Moreno-Ibarra, V. M., Corral-Gastélum, R. y Hernández-Montaño, M. A. (2015). Carta geológico-minera Coahuila (Álvaro Obregón) H12–A54, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Nourse, J. A., Premo, W. R., Iriondo, A. y Stahl, E. R. (2005). Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora–Arizona international border region. En Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W. y Steiner, M. B. eds.: *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*. Geological Society of America Special Papers, 393, 123–182.
- Peña-Leal, J. L., Zamora-Tovar, R. E., Núñez-Othón, A., Orantes-Contreras, V. (1999). Carta geológico-minera Hermosillo H12–8, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:250,000.
- Quevedo-León, A. (2006). Carta geológico-minera La Ciénaga H12–A87, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Ramírez-Chávez, J. M. y Robles-Zavala, J. A. (2016). Carta geológico-minera Altar H12–A67, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Ramírez-López, J. A. y Lucero-Morales, E. (2014). Carta geológico-minera El Sahuaro I11–D89, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Ramírez-López, J. A. y Jaimes-Deloya, E. R. (2016). Carta geológico-minera Los Olivos H12–A57, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Richards, S. J. (2001). Digital graphic files for the geologic map of Arizona. U.S. Geological Survey, Arizona Geological Survey.
- Saldañas-Saucedo, G. (2006). Carta geológico-minera Sierrita Prieta H12–A88, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Saucedo, G. J., Bedford, D. R., Raines, G. L., Miller, R. J. y Wentworth, C. M. (2000). GIS data for the geologic map of California. U.S. Geological Survey, California Geological Survey.
- Servicios Geológicos y Cartográficos del Noroeste (2000a). Carta geológico-minera Benjamín Hill H12–A89, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Servicios Geológicos y Cartográficos del Noroeste (2000b). Carta geológico-minera Los Chinos H12–C19, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:50,000.
- Terán-Martínez, G., Cerecero-Luna, M., Mendoza-Romero, M., Castro-Escárrega, J. J. y García-Cortez, J. A. (1999). Carta geológico-minera Cananea H12–5, Sonora. Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. Escala 1:250,000.