Ochoa-Landín, Lucas; Pérez-Segura, Efrén; Del Río-Salas, Rafael; y Valencia-Moreno, Martín, 2011, Depósitos minerales de Sonora, México, *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 9, p. 299–331, 6 figs., 5 tablas.

# Capítulo 9

# Depósitos minerales de Sonora, México

Lucas Ochoa-Landín<sup>1, \*</sup>, Efrén Pérez-Segura<sup>1</sup>, Rafael Del Río-Salas<sup>2</sup> y Martín Valencia-Moreno<sup>3</sup>

#### RESUMEN

Se sabe que el potencial geológico-económico que guarda el estado de Sonora es grande, en particular los depósitos de tipo pórfido de cobre de los distritos mineros de Cananea y Nacozari, catalogados como de clase mundial y que, junto con más de 20 prospectos y proyectos, mantienen un fuerte liderazgo en producción de Cu y Mo. El potencial minero de Sonora no sólo es importante por la presencia de esos grandes depósitos de pórfido de cobre, sino que también por la de algunos depósitos notables de tipo skarn de Zn y Cu, los cuales han sido explorados en las partes norte, centro y sur del Estado, además de otros de tipo skarn con características muy especiales debido a la inusual presencia de minerales de Co y Ni, descritos recientemente en la parte centro-oriental de la entidad. Además, existen depósitos de W, también de tipo skarn, que han sido considerados como los más importantes en México de tal elemento. Regularmente, se encuentran asociadas a estos depósitos concentraciones importantes de B, Mo, U, REE, entre otros, que podrían ser atractivas para su exploración. Existe también mineralización de wollastonita en la mina Pilares, al noroeste de Hermosillo, la cual está relacionada con zonas de metamorfismo de contacto, estando catalogada como la más grande del mundo en esa sustancia.

También se reconoce algunos depósitos mesotermales y epitermales de Au, Ag y metales base de los cuales, sin lugar a duda, los depósitos de oro orogénico han sido recientemente de los más sobresalientes.

Actualmente se cuenta con información bastante confiable sobre la geología de los yacimientos minerales en el Estado, pero sin duda aún queda mucho por hacer. Seguramente el nuevo cúmulo de conocimientos sobre la formación de yacimientos minerales, aunado a la fuerte inversión en exploración que ha existido en los últimos años, motivada por el atractivo precio de los metales, incrementará el éxito de las actividades de exploración minera en el estado de Sonora.

Palabras clave: Depósitos minerales, Sonora, México.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora 83000, México.

<sup>\*</sup>E-mail: lucaso@geologia.uson.mx

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Department of Geosciences, University of Arizona, 85721Tucson, AZ, USA.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, Hermosillo, Sonora 83000, México.

#### ABSTRACT

Since long time ago, it has been known that the economic and geological potential of Sonora is very large, outstanding the the large porphyry copper deposits of Cananea and Nacozari, which are classified as world class ore deposits. These deposits, together with more than 20 prospects and projects, have given to Sonora a strong leadership in Cu and Mo production. The mining potential of Sonora is known, not only by the presence of these great Cu-Mo deposits, but also by some major Zn and Cu skarn deposits, which have been explored in its northern, central and southern parts. Skarn deposits with a very special and unusual presence of Co and Ni have been described recently in the east central part of the State. In addition, most of the W deposits in Sonora have been related to skarn, and considered the largest W deposits in Mexico, with significant concentrations of B, Mo, U, and REE, among others, which may be attractive for exploration. There is also wollastonite mineralization in the Pilares mine, northwest of Hermosillo, which is related to contact metamorphic zones, and is considered as the largest deposit of this type in the world.

Besides, there are some areas with mesothermal and epithermal Au, Ag and base metal deposits, the first of which, the recently discovered orogenic gold deposits, have an extraordinary potential.

At present, there is a lot of reliable geological and economic information about the mineral deposits in Sonora. Surely the new data on the genesis of the mineral deposits, together with the current strong investment in exploration motivated by the high price of metals, will increase the success of mining exploration activities in Sonora.

Key words: Mineral deposits, Sonora, Mexico.

## INTRODUCCIÓN

Hablar de los depósitos minerales de Sonora es hablar de una larga tradición minera, con un fuerte liderazgo en la producción de Cu, Mo, W y Au. En el caso de los dos primeros, se sabe que su mayor producción proviene de dos grandes depósitos del tipo pórfido de cobre que pueden catalogarse como gigantes, Cananea y La Caridad, localizados en el noroeste del Estado, cuyas reservas conjuntas suman más de 35 Mt de contenido de Cu. Acompañando a estos dos grandes depósitos, existen más de 20 localidades entre prospectos y provectos del mismo tipo con buenas perspectivas económicas, de los cuales sólo tres de ellos se encuentran en operación actualmente (Milpillas, Mariquita y Piedras Verdes). Por otro lado, la estrecha relación genética que tiene este tipo de vacimientos minerales con la evolución y cristalización de cuerpos magmáticos de dimensiones batolíticas, como ha sido señalado por Titley y Beane (1981), Titley (1982), Seedorff (2005) y Sillitoe (2010), quienes sugieren una alta posibilidad de encontrar otros depósitos minerales asociados a este ambiente magmático-hidrotermal, como son cuerpos de brechas magmáticas (*breccia pipes*), skarns de Cu-Zn-Pb, W y Fe, vetas de metales base y depósitos de U y REE relacionados con cuerpos pegmatíticos profundos, o vetas con mineralización de uranio de origen ígneo. El conocimiento más amplio, generado recientemente, sobre la evolución de los cuerpos supergénicos en los depósitos de pórfido de cobre, y la mayor comprensión sobre la evolución tectónico-estructural del noroeste de México, permiten la comprensión del escenario geológicotectónico que propició la formación de depósitos de cobre, dentro y a lo largo de grandes cuencas tectónicas que generalmente flanquean a estos grandes sistemas.

En el caso de los depósitos de Au, se tiene un claro conocimiento sobre la disposición y distribución de distintos tipos de mineralización: Au (Ag), Au-Ag y Au, como es el caso de Mulatos, El Tigre y Santa Gertrudis, respectivamente. También, se cuenta con algunos depósitos pequeños de Au (Pb-Zn) al sur del poblado de Álamos, en la porción sur-sureste del estado, y con una

301

serie de depósitos de Au (Cu), distribuidos principalmente en el oeste-noroeste de Sonora, los cuales están asociados a zonas de metamorfismo y zonas de dilatación a partir de esfuerzos compresivos, recientemente catalogados como depósitos de oro en zonas de cizalla u oro orogénico. Sin duda, los de mayor potencial y más conocidos de este último tipo de yacimientos de Au en Sonora son La Herradura, caracterizada por tener más de 4 millones de onzas de oro cubicadas, y La Choya, con alrededor de 2 millones de onzas de oro. En esta misma zona, se tiene una serie de prospectos y proyectos, los cuales están en etapa de exploración (por ejemplo, San Francisco, en Tajitos; Noche Buena; Sierra Pinta) y otros recientemente en operación, como es el caso de El Chanate.

El estado de Sonora tiene los depósitos de Cu-Mo y de Au (Cu) más grandes de México; sin embargo, su geografía es extensa y mantiene una morfología característica que ha evolucionado a través del tiempo y que ha sido moldeada por distintas orogenias, que van desde el Precámbrico hasta el presente, guardando aún una serie de yacimientos minerales, cuya formación y génesis han sido poco entendidas. Hablamos de depósitos como aquéllos de Au de placer localizados en el noroeste y centro de Sonora, de los cuales se ha escrito bastante, pero de una manera netamente descriptiva, sin tocar el lado genético o la fuente proveedora del oro, donde tanto se especula sobre un origen a partir de vetas de cuarzo o depósitos precámbricos. Por otro lado, en la actualidad se conoce una serie de estructuras metamórficas terciarias desarrolladas en una etapa claramente distensiva, acompañada de una fuerte exhumación de rocas jóvenes de la parte superior de la corteza, conocidas como complejos metamórficos (metamorphic core complexes), las cuales durante su evolución estuvieron acompañadas por mineralización de Au acomodada a lo largo de estructuras sub-horizontales, como es el caso de Lluvia de Oro y La Jojoba, con el desarrollo de depósitos de oro de placer asociados durante su exhumación.

También, se tiene la presencia de atractivos cuerpos evaporíticos incluidos en cuencas grandes y alargadas con orientación NNW-SSE, con una clara evolución durante gran parte del Cenozoico, algunas de ellas conteniendo minerales como tenardita (NaSO<sub>4</sub>), mineralización de boro del tipo colemanita  $[Ca_2B_6O_{11}\cdot 5(H_2O)]$ , y trona  $[Na_3(CO_3)(HCO_3)\cdot 2(H_2O)]$ . En la actualidad, se conoce poco sobre la evolución de las cuencas contenedoras de estas distintas formas de mineralización evaporítica, y el conocimiento de las fuentes y formación de salmueras es casi nulo.

Hacia el centro-sur del Estado, se tiene la presencia de mineralización de bario (barita), hospedada en rocas de ambiente de aguas profundas del Paleozoico (Poole et al., 1991; Sandra et al., 2004), que parece corresponder a un tipo de mineralización exhalativa, asociada a fumarolas hidrotermales, generadoras de depósitos polimetálicos de Pb-Zn que se extienden desde el noroeste de Estados Unidos y se internan en el noroeste de México (Turner y Einaudi, 1986). Esta idea, aunque ha sido retomada por algunos investigadores, no ha podido comprobarse con certeza en la región. Recientemente, bajo este mismo concepto tectónico-estructural para el noroeste de México, se ha especulado sobre la presencia en Sonora de depósitos conocidos como IOCG (iron oxide-copper-gold deposits), con muy escasa información acerca de ellos en esta región de México.

La gran diversidad y la distribución de yacimientos minerales en el estado de Sonora impiden hacer una descripción amplia y detallada de cada tipo de depósito, por lo que en el presente escrito se considera sólo aquellos yacimientos minerales de relevancia económica y geológica, como los depósitos de tipo pórfido de cobre, epitermales, skarn y oro orogénico (Figura 1), y sólo se retoma de manera breve otro tipo de yacimientos de menor importancia, pero que son necesarios para lograr un mejor entendimiento de la evolución geológica y metalogenética del Estado.

## Pórfidos de cobre

Los depósitos de tipo pórfido de cobre son producto de grandes sistemas magmático-hidrotermales relacionados con intrusivos que fueron emplazados a profundidades relativamente someras, con el subsiguiente enfriamiento de plutones porfídicos y la precipitación de sulfuros hipogénicos a partir de fluidos a altas temperaturas (Titley y Beane, 1981; Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). Sin embargo, los sistemas de tipo pórfi-



Figura 1. Localización y distribución de los depósitos minerales más importantes de porfidos de cobre (círculos), epitermales (cruces), skarn (cuadros) y oro orogénico (triángulos) en el estado de Sonora. Los nombres de los distintos depósitos se muestran en las Tablas 1 a la 5.

do de cobre se deben a una serie de procesos ejercidos por fluidos magmático-hidrotermales y meteóricos en diferentes etapas, más que en un solo evento durante la cristalización de un magma, como ha sido sugerido por Gustafson y Hunt (1975), Burnham (1979, 1985) y Seedorff (2005), resultando con ello una extensiva permeabilidad secundaria, la cual prepara la roca para futuros procesos supergénicos.

Generalmente, estos depósitos han sido clasificados como de Cu-Mo, Mo, Cu-Au y hasta de W y Sn (Sillitoe, 1980; Staude y Barton, 2001; Seedorff et al., 2005); no obstante, existen otras formas de clasificación que incluyen, además, el marco tectónico, contenido de metales, tipos de alteración hidrotermal y variación en la composición de los cuerpos ígneos asociados. Estas diferencias han sido señaladas por varios autores en diferentes épocas, entre los que desta-

can Lindgren (1933), Meyer y Hemley (1967), Rose (1970), Lowell y Gilbert (1970), Gustafson y Hunt (1975), Sillitoe (1972, 1973, 1988, 1991, 2000, 2010), Titley y Beane (1981), Barton et al. (1995) y Staude y Barton (2001), coincidiendo todos ellos en los siguientes puntos: (1) Los pórfidos de cobre se formaron en o cerca de cuerpos intrusivos porfídicos o en la cúpula de grandes intrusivos de los cuales las soluciones mineralizantes fueron derivadas y las cuales se encuentran espacialmente relacionadas; (2) la mineralización se encuentra en forma de vetas y vetillas formando zonas de stockwork, con mineralización de Cu, Mo, Fe, Pb y Zn, así como cantidades significativas de Au, W, Bi y Sn, que pueden ser, en algunos casos, importantes subproductos; (3) son sistemas hidrotermales gigantes que presentan una serie de asociaciones mineralógicas o alteración hidrotermal que afectan a miles de kilómetros cúbicos de roca; (4) pueden presentar variaciones en los estilos de mineralización, desde diseminado o en stockwork, brechas (breccia pipes) y zonas de skarn; (5) el tamaño de los pórfidos de cobre varía, desde pocos millones hasta miles de millones de toneladas, con leves que van de 0.2 a 2% de Cu y 0.01 a 0.6% de Mo.

A gran escala, este tipo de yacimientos se encuentra en regiones caracterizadas por la presencia de abundante magmatismo de afinidad calcialcalina, asociado a zonas de subducción de tipo arco magmático, con una amplia distribución asociada a cinturones orogénicos fanerozoicos fuertemente deformados que ocurren y se distribuyen en diferentes regiones de la placa del Pacifico (Figura 2), como fue señalado por Titley y Beane (1981) y Seedorff (2005).

En el noroeste de México, este tipo de depósitos relacionados con actividad magmático-hidrotermal representa la continuación hacia el sur de la provincia de pórfidos cupríferos del suroeste de América del Norte, que se prolonga por el estado de Sonora y continúa a lo largo de 3,000 km hasta el estado de Chiapas (Sillitoe, 1976; Barton et al., 1995; Valencia-Moreno et al., 2006). En el noroeste del país, este cinturón está formado por rocas batolíticas y volcánicas con edades que varían desde el Mesozoico hasta el Paleógeno, que se emplazaron en un basamento de rocas precámbricas graníticas y metamórficas, con rocas paleozoicas de facies del miogeosinclinal en los estados de Sono-



Figura 2. Distribución de las principales zonas con mineralización de tipo pórfido de cobre en el mundo (Adaptado de Titley y Beane, 1981).

ra, Sinaloa y Baja California (Sillitoe, 1976; Stewart, 1988). Estos mismos intrusivos cortan a rocas triásicas marinas y no marinas, rocas jurásicas sedimentarias marinas y volcánicas, y rocas cretácicas volcánicas y sedimentarias distribuidas en estos tres estados.

Los depósitos de tipo pórfido de cobre en esta región del país, con excepción de El Arco, en Baja California, de aproximadamente 160 Ma (Valencia et al., 2007), guardan una clara relación en tiempo y espacio con intrusiones graníticas laramídicas cuyas edades varían entre 80 y 40 Ma. Estos depósitos incluyen grandes áreas (centenares de km<sup>2</sup>) de alteración hidrotermal (potásica, fílica, propilítica y argílica), estando relacionados, en la mayoría de los casos, con cuerpos subvolcánicos o hipabisales que varían en composición desde monzonita a cuarzo-diorita, como es el caso de Cananea (Ochoa-Landín y Echávarri, 1978; Ochoa-Landín y Navarro-Mayer, 1980), o como sucede en Mariquita, al noroeste de la mina Cananea (Del Río-Salas et al., 2006). También pueden estar relacionados con rocas plutónicas de composición que varía desde cuarzo-monzodiorita a granodiorita, como ocurre en La Fortuna del Cobre (Salvatierra-Domínguez, 2000), Cuatro Hermanos (Flores-Vázquez et al., 2004; Flores-Vázquez, 2006), La Caridad (Valencia et al., 2005, 2008) y Piedras Verdes (Espinosa-Perea, 1999). En el estado de Sonora, se tiene cerca de 24 localidades de pórfidos de cobre (Tabla 1, Figura 3).

La mineralización en estos depósitos se encuentra principalmente en zonas de *stockwork* o en forma diseminada, la mayoría de las veces en rocas volcánicas prelaramídicas o comagmáticas, y aun dentro de los mismos cuerpos intrusivos subvolcánicos. Sin embargo, concentraciones significativas de molibdeno, plata, oro, tungsteno y zinc están presentes en estos tipos de depósitos, donde sin lugar a duda el cobre es el metal dominante.

Aunque las leyes de cobre en la mineralización hipogénica fluctúan entre 0.2 y 0.3% de Cu, las altas leyes de cobre y su gran tonelaje provienen de potentes cuerpos horizontales (*blankets*) de enriquecimiento supergénico, compuestos por limonita que contiene hematita, goethita y jarosita mezclada con arcilla supergénica, la cual ha sido desarrollada en las partes superiores de estos sistemas como producto de mezcla de aguas meteóricas y fluidos de origen magmático. En Cananea y La Caridad, las zonas de oxidación logran alcanzar más de 400 m de espesor en la primera y me-

nora.	
So	
de	
op	
esta	
el	
en	
cobre	
de	
ор	
Æ	
þó	
de	
SC	
ite	
,õ	
dep	
los	
de.	
as e	
ici	
, Ö	
mineral	
icas y	
, Ô	
geol	
icas	
ísti	
Caracterí	
9	
a 1	
pla	
Та	

#* Distrito	Metales	Tipo de miner.	Rocas pre-min.	Rocas intrusivas	Edad (Ma)	Método	Mineralogía	Ton. (Mt)	Contenido metálico	Ref.
1 Cananea	Cu-Mo-Zn	sw, b, sk	gd, mz-di	cz-feld	$59.9 \pm 2.0$	K-Ar (flo)	Py, Ccp, Mbd, Cc	7.14	0.42% Cu; 0.008% Mo; 0.58 g/t Ag; 0.012 g/t Au	1, 2, 3
2 María	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-feld	$57.4 \pm 1.6$	Re-Os (Mbd)	Py, Ccp, Mbd	8.6	1.7% Cu; 0.1% Mo	1, 5
3 Mariquita	Cu-Mo	sw, b	gd, mz-di	cz-feld	~63	Re-Os (Mbd)	Py, Ccp, Cc	100	0.48% Cu	4
4 Lucy	Mo-Cu	SW	gd	gd	~63	Re-Os (Mbd)	Mbd, Ccp	ī	1	9
5 Milpillas	Cu	SW	gd	cz-feld	63.0-63.1	Re-Os (Mbd)	Ccp, óxidos	230	0.85% Cu	
6 El Alacrán	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-lat	$56.7 \pm 1.2$	K-Ar (Bt)	Py, Ccp, Cc	2.4	0.35% Cu	4, 1
7 La Caridad	Cu-Mo	sw, b	bg	cz-mz	53.8-53.6	Re-Os (Mbd)	Py, Ccp, Mbd, Cc	1,800	0.452% Cu; 0.0247% Mo	3, 7
8 Pilares	Cu-Mo-W	þ	gd	cz-mz	~53		Py, Ccp, Mbd, Sp	147	1.04% Cu	3
9 Bella Esperanza	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-mz	$55.9\pm1,2$	K-Ar (Bt)	Py		ı	8
10 Los Alisos	Cu	sw, b	gd	dac?			Py, Ccp, Mbd, Cc, Cv	ī	0.13% Cu	5, 8
11 Florida-Barrigón	Cu-Mo	SW	gd	gr, micro-di	$52.4 \pm 1.1$	K-Ar (Ser)	Py, Ccp, Mbd	85	0.32% Cu; 0.022% Mo; menor W	5, 8
12 El Batamote	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-mz	$56.8\pm1.2$	K-Ar (Bt)	Py, Ccp, Mbd, Cc	4.4	0.36% Cu	4, 5, 8
13 San Judas	Mo-(Cu-W)	b, sw	mz		$40.0\pm0.9$	K-Ar (Bt)	Mbd, Py, Ccp, Ttr, Sp, Gn	2	0.25% Cu, 0.2% Mo	2, 8, 9
14 Transvaal	Mo-Cu	þ	mz				Py, Ccp, Mbd	ī	0.4% Cu, 0.2% Mo	4,5
15 Cobre Rico	Cu	q	bg					ī	2% Cu	4, 5
16 Washington	Cu-Mo-W	þ	bg		$45.7 \pm 1$	K-Ar (Ser)	Py, Ccp, Sch, Mbd	1.2	1.8% Cu; 0.106% Mo; 0.14% W; 0.17 g/t Au; 15.8 g/t Ag	g 4,8
17 El Crestón	Mo	sw, b	gd	cz-feld	$53.5 \pm 1.1$	K-Ar (Ser)	Mbd, Ccp	100	0.16% Mo; 0.15% Cu	4,5
18 Suaqui Verde	Cu-Mo	sw, b	gd	cz-di	$56.7 \pm 1.1$	K-Ar (Ser)	Py, Ccp, Mbd, Cc	ī	0.1-0.15% Cu	2, 8
19 Cuatro Hermanos	Cu-Mo	sw, b	ı	gd, gr			Py, Ccp, Mbd, Cc	233	0.431% Cu, 0.035% Mo	2, 3
20 San Antonio de La Huerta	Cu-Mo	p	ı	dac, micro-di	57.4 ± 1.4	K-Ar (matriz)	Mbd, Cc, Py, Ccp	14.5	0.73% Cu, 0.42 g/t Au	2, 5, 8
21 Aurora	Cu-Mo	Sw, b	cz-mz	zm-zm	$58.8\pm1.8$	K-Ar(Bt)	Py, Ccp, Mbd		0.1% Cu, 0.015% Mo	4, 8, 10
<ul><li>22 Los Verdes</li><li>(San Nicolás)</li></ul>	W-(Mo)	sk	gd	gr, peg	$49.6 \pm 1.2$	K-Ar (Bt)	Py, Ccp, Sch, Wfr	10	1.3% W, menor Mo	7
23 Tres Piedras	Mo-W-Cu	þ	gd	gr, peg	$55.7\pm0.8$	Ar/Ar (Ms)	Py, Ccp, Bn, Mbd, Sch, Wfr			1
24 Piedras Verdes	Cu-Mo	SW	gd	gd	~60	Re-Os (Mbd)	Py, Ccp, Mbd, Cc	105	0.1 a 0.15 % Cu	12, 13
#*: Número de mina er Tipo de mineralizaci Rocas intrusivas. cz- Minerales fechados.	ı la Figura 3. <b>ión</b> . sw: <i>stock</i> ı feld: pórfido ¢ Bt: biotita; FK	<i>work</i> y vet cuarzo-feld <: feldespa	tas; sk: skar despático; l ato potásico	n; b: brecha; at: latita; di: ¢ ¢ flo: flogopit	d: disemina liorita; mz: ia; Hbl: horr	ción; lr: reempl monzonita; gr: iblenda; Ms: m	azo de calizas; m: mantos. granito; gd: granodiorita; pe uscovita; Mbd: molibdenita	sg: peg ; Ser: s	matita; rdc: riodacita; rio: riolita; tn: tonalita. ericita.	
Mineralogía metálic. esfalerita: Ttr. tetraedi	a. Arg: argent rita: Wfr: wolt	tita; Apy: framita.	arsenopirita	a; Bn: bornita	ı; Cc: calco	cita; Ccp: calco	pirita; Cv: covelita; Gn: ga	lena; N	Abd: molibdenita; Py: pirita; Pow: powellita; Sch: sche	teelita; Sp:

Fuentes. 1: Wodzicki, 2001; 2: Barton et al., 1995; 3: Singer et al., 2005; 4: Pérez-Segura et al., 1985; 5: Cendejas-Cruz et al., 1994; 6: Del Río (no publicado); 7: Valencia et al., 2005; 8: Damon et al., 2005; 8: Damon et al., 2005; 9: Damon et al., al. 1983; 9: Scherkenbach et al., 1985; 10: Solano-Rico, 1975; 11: Mead et al., 1988; 12: Dreier y Braun, 1995; 13: Espinosa-Perea, 1999; 14: Wilkerson et al., 1988; 15: Shafiqullah et al., 1983; 16: Clark et al., 1988; 17: Barra et al., 2005; 18: Bustamante-Yáñez, 1986; 19: Coolbaugh, 1995; 20: Valencia-Moreno et al., 2005; 21: Cendejas-Cruz et al., 1994; 22: Solano-Rico, 1995; 23: Cendejas-Cruz et al., 1994; 24: Cendejas-Cruz et al., 1994; 25: Cendejas-Cruz et al., 2005; 20: Valencia-Moreno et al., 2005; 21: Cendejas-Cruz et al., 2005; 23: Cendejas-Cruz et al., 2005; 24: Cendejas-Cruz et al., 2005; 25: Cendejas-Cruz et al., 2005; 20: Valencia-Moreno et al., 2005; 21: Cendejas-Cruz et al., 2005; 25: Cendejas-Cruz et al., 2005; 20: Valencia-Moreno et al., 2005; 21: Cendejas-Cruz et al., 2005; 25: Cendejas-Cruz et al., 2005; 20: Valencia-Moreno et al., 2005; 21: Cendejas-Cruz et al., 2005; 25: Cendejas-Cruz et al., 2005; 20: Valencia-Moreno et al., 2005; 21: Cendejas-Cruz et al., 2005; 25: Cendejas-Cruz et al., 2005; 26: Valencia-Moreno et al., 2005; 26: Valencia-Valenci



Figura 3. Localización y distribución de los depósitos de tipo pórfido de cobre en el estado de Sonora (modificado de Valencia et al., 2005). Los nombres de los distintos depósitos ilustrados en esta figura se muestran en la Tabla 1.

nos de 200 m en la segunda, con su correspondiente horizonte de enriquecimiento supergénico más o menos de igual espesor, extendiéndose por más de 1 km como es el caso de Cananea. Zonas de oxidación de menores dimensiones se observan en Los Alisos, Mariquita, El Crestón, Cuatro Hermanos, El Batamote y El Alacrán, entre otros (Pérez-Segura, 1985). Por otro lado, se presenta mineralización Shipogénica de alta ley pero de tonelaje moderado en zonas de skarn, como es el caso del distrito de Cananea, con mineralización de Zn-Cu, producto del reemplazo de rocas carbonatadas paleozoicas intercaladas con cuarcitas (Meinert, 1982), donde se tiene más de 30 Mt con leyes del orden de 3% de Cu y 0.8% de Zn. Algunos depósitos de este tipo presentan mineralización dentro de zonas de breccia-pipe como producto de zonas de intenso brechamiento en la cúpula de cuerpos intrusivos y posterior relleno de fluidos inmiscibles originados a partir de un

magma a profundidad, como ocurrió en la brecha La Colorada, en Cananea (Bushnell, 1988); María, en el mismo distrito (Wodzicki, 2001); Pilares de Nacozari; El Batamote; El Alacrán (Arellano-Morales, 2004); y Cumobabi (Scherkenbach et al., 1985).

Respecto a la geometría, los patrones de alteración, la mineralización y la tectónica, los depósitos de este tipo en el noroeste de México guardan una gran similitud con aquéllos del suroeste de América del Norte. Sin embargo, en detalle presentan algunas diferencias que aún carecen de una explicación completa. Barton et al. (1995) clasifican los depósitos de pórfido de cobre en México en dos tipos: Cu (Mo) y Cu (Au). Los depósitos de Cu (Mo) contienen valores subordinados de zinc, plata y tungsteno, y son más comunes en el noroeste de México, en distritos como Cananea. En cambio, los depósitos de Cu (Au) son menos comunes y parecen estar distribuidos en los estados de Sinaloa y Baja California. Por mencionar un ejemplo, El Arco, en Baja California, contiene 0.6% de cobre y 0.2 g/t de Au. Recientemente, Valencia-Moreno et al. (2006, 2007), con base en datos de los sistemas isotópicos Sm-Nd y Rb-Sr en granitoides laramídicos en Sonora, Sinaloa y Baja California, sugieren que la variación en mineralización en los depósitos de pórfido de cobre en la parte centroseptentrional del estado de Sonora con respecto a los de Sinaloa y Baja California, se debe al tipo de basamento en el cual fueron emplazados.

El basamento en la porción centroseptentrional de Sonora está formado por rocas cristalinas y sedimentos de facies de miogeoclinal pertenecientes al cratón de América del Norte. En cambio, hacia el sur, el basamento parece estar formado por una serie de bloques o terrenos, algunos de ellos fuertemente deformados y metamorfoseados, con facies de eugeosinclinal y, más hacia el sur, el basamento parece corresponder a arcos volcánicos acrecionados al continente durante el Cretácico (e. g., terreno Guerrero).

La tectónica distensiva durante el Cenozoico en el noroeste de México, especialmente en el estado de Sonora, ha moldeado en gran medida la morfología actual, con sierras alineadas en dirección NNW-SSE, flanqueadas por extensos valles rellenos, en algunos lugares, por más de 1,000 m de sedimentos clásticos depositados a partir de procesos aluviales y fluviales, incluyendo

localmente sedimentos lacustres. Existen evidencias geológicas e isotópicas que indican que estas cuencas estuvieron activas durante, o directamente después de, la formación del enriquecimiento supergénico desarrollado en todos estos depósitos de pórfidos de cobre, estableciéndose que, para los dos distritos más grandes en Sonora, los ciclos de enriquecimientos debieron activarse a los 23 Ma o antes (Ochoa-Landín et al., 2007). Adicionalmente, se conoce que estas cuencas pudieron tener una evolución tectónica más compleja de lo que realmente reflejan, como sucede en las cuencas que rodean a los grandes depósitos de Cananea, La Caridad y algunos depósitos del centro de Sonora, como sucede en Suaqui Verde y Cuatro Hermanos. Esta evolución contemporánea entre el enriquecimiento supergénico y la evolución de las cuencas, aunado al régimen tectónico y a las condiciones climáticas adecuadas, influyen directamente en el movimiento y migración lateral de soluciones enriquecidas en cobre que pueden seguir zonas permeables, como paleocanales, contactos entre unidades litológicas y zonas fuertemente fracturadas, y depositarse en zonas lejanas (por ejemplo, de 6 a 8 km de la fuente) (blanket de calcocita), y formar depósitos exóticos de cobre relacionados con los sistemas de pórfido de cobre, como sucede en las partes central y septentrional de Chile y meridional de Perú, en los depósitos de El Salvador, Chuquicamata, El Abra, Ujina y Quebrada Blanca (Münchmeyer, 1996). En Sonora, se tiene el ambiente propicio para este tipo de depósitos, justo en las inmediaciones de los grandes depósitos de esta región, como sucede en Cananea y probablemente en La Caridad, y aun en yacimientos no tan grandes como los de Suaqui Verde y Cuatro Hermanos, en la parte central del Estado. En todos ellos, se tiene evidencia de la migración de soluciones con cobre, pero aún no se ha documentado propiamente e interpretado la dinámica de la formación de este tipo de vacimientos en Sonora (Ochoa-Landín et al., 2007).

### **D**EPÓSITOS EPITERMALES

Los depósitos epitermales pueden definirse como aquéllos formados cerca de la superficie (<1 km de profundidad), a temperaturas de bajas a moderadas, entre aproximadamente 150 y 300°C, a partir de fluidos

hidrotermales dominantemente meteóricos, con salinidades menores que 10% de NaCl equivalente, y considerados tradicionalmente como hospedados dentro de secuencias de rocas volcánicas, regularmente terciarias y relacionadas con la intrusión de cuerpos ígneos subvolcánicos. También, se habla de la similitud que existe en el marco tectónico, roca hospedante, alteración, mineralización, sistema hidrológico y condiciones de formación que se tiene entre los sistemas geotermales activos y los epitermales, aludiendo que los últimos son en realidad sistemas fósiles de los primeros, en donde los fluidos involucrados no consisten solamente en agua meteórica, sino que se tiene una importante participación de fluidos magmáticos, como ha sido sugerido recientemente por Giggenbach (2003) y por White y Hedenquist (1995). También, se conoce que este tipo de depósitos guarda un número de características distintivas, como es la presencia de cuarzo calcedónico, calcita, pseudomorfos de cuarzo en calcita, minerales de alteración, estructuras de relleno, crustificación, brechas multifásicas, estructuras de pastel (cockade breccias), estructuras de hidro-fracturamiento, vuggy, stockwork, vetas, etc., y una serie de elementos específicos relacionados, incluyendo Au, Ag, As, Sb, Hg, Se, Te, Tl, Pb, Zn y U. Todas estas características pueden ocurrir de manera individual o agrupadas, y han sido extensivamente utilizadas para crear modelos del tipo hot spring y open-vein, ampliamente usados en la exploración y evaluación en distintos distritos a nivel mundial durante los años ochenta y noventa (Buchanan, 1981; Berger, 1985, 1986).

Tradicionalmente, a los depósitos epitermales se ha asignado un marco tectónico relacionado con zonas de subducción (Sawkins, 1972; Sillitoe y Hedenquist, 2003); sin embargo, recientemente Sillitoe y Hedenquist (2003) sugieren que no es tan sencillo hablar sólo del contexto tectónico de subducción, sino que dentro del mismo escenario tectónico se tiene una variedad de ambientes de los tipos intra-, extra- y antearco, así como de rift, donde se tiene tipos de vulcanismo distintivos y característicos, además de variación en los tipos de mineralización y alteración de los depósitos epitermales asociados. Estas diferencias en el estilo tectónico, textural y mineralógico, aunado a las diferencias químicas de los fluidos hidrotermales incluidos durante la formación de este tipo de depósitos, han permitido separar dos tipos principales de depósitos epitermales (Sillitoe, 1977; Hayba et al., 1985; Bonham, 1988; Heald et al., 1987; Hedenquist, 1987) denominados como de alta y baja sulfuración. No obstante, estudios más recientes donde se consideran variaciones tectónicas, mineralógicas y estilos de mineralización, han llevado a identificar un tercer tipo denominado de sulfuración intermedia (Hedenquist et al., 2000). En la Tabla 2, se muestra la nomenclatura moderna para definir a los depósitos epitermales, como ha sido señalado por Sillitoe (1977), Hayba et al. (1985), Bonham (1988) y Heald et al. (1987).

Los depósitos epitermales de alta sulfuración se pueden reconocer por su contenido de sulfuros (alto estado de sulfuración), presentes en asociaciones mineralógicas como pirita-enargita, pirita-luzonita, piritafamatinita y pirita-covellita, hospedados dentro de un halo con avanzado estado de argilización (Sillitoe y Hedenquist, 2003). En cambio, los depósitos de baja sulfuración corresponden a un bajo estado de sulfuración en los pares pirita-arsenopirita, en pequeñas cantidades y dentro de vetillas bandeadas con cuarzo, calcedonia, adularia, y menor calcita, con concentraciones de Cu menores que 200 ppm (Sillitoe y Hedenquist, 2003). Recientemente Einaudi et al. (2003) indicaron que los límites entre los grados de sulfuración (alta, intermedia y baja) de diversas especies de sulfuros pueden identificarse considerando la fugacidad de azufre vs. la temperatura de las distintas especies de sulfuros.

Los depósitos de este tipo en el noroeste de México están incluidos dentro de la gran provincia de depósitos epitermales definida por Wisser (1966), Clark et al. (1982), Staude y Barton (2001), Albinson et al. (2001) y Camprubi y Albinson (2006), los cuales generalmente se encuentran hospedados y asociados a las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental.

Staude y Barton (2001) señalan la existencia de mineralización de Au-Ag en vetas durante el Cretácico Tardío-Paleógeno, la cual podría corresponder a la mineralización más antigua de este tipo de depósitos en el noroeste de México, que podría estar representada por La Caridad Vieja, donde se tiene la presencia de enargita-alunita asociada con valores de Au (Cu), encima del depósito de cobre de La Caridad, la cual fue seccionada por una estructura de bajo ángulo (50-60° al este), conocida como El Coloradito, cuyo movimiento, de acuerdo con evidencias de campo, debió ocurrir durante el Terciario medio. Sin embargo, los depósitos epitermales más importantes en el noroeste de México, específicamente en el estado de Sonora, se formaron durante el Eoceno y el Oligoceno, entre los 40 y 28 Ma, desarrollando mineralización del tipo de baja y alta sulfuración de Ag-Au (±Pb-Zn-Cu) y Au-(<Ag-Cu) respectivamente, predominando los primeros sobre los segundos (Staude y Barton, 2001).

En el estado de Sonora, los depósitos epitermales, en su mayoría, se distribuyen preferentemente en su parte centro-oriental y en las estribaciones de la Sierra Madre Occidental (Figura 4), siguiendo un cinturón

Tabla 2. Nomenclatura moderna de depósitos epitermales (modificada de Sillitoe y Hedenquist, 2003).

Ácido	Alcalino		Sillitoe (1977)
Epitermal			Buchanan (1981)
Enargita-oro			Ashley (1982)
		Tipo hot-spring	Giles y Nelson (1982)
Alto azufre	Bajo azufre		Bonham (1986, 1988)
Sulfato ácido	Adularia-sericita		Hayba et al. (1985), Heald et al. (1987)
Alta sulfuración	Baja		Hedenquist (1987)
Alunita-caolinita	Adularia-sericita		Berger y Henley (1989)
Alta sulfuración	Tipo 1 adularia-sericita Alto azufre + metales base, baja sulfuración	Tipo 2 adularia-sericita Bajo azufre + metales base, baja sulfuración	Albino y Margolis (1991) Sillitoe (1989, 1993)
Alta sulfuración	Sulfuración intermedia	Baja sulfuración	Hedenquist et al. (2000)



Figura 4. Distribución y localización de los depósitos epitermales más importantes en el estado de Sonora. Los nombres de los distintos depósitos ilustrados en esta figura se consignan en la Tabla 3.

de depósitos de alta y baja sulfuración que se extiende desde el sur de Chihuahua y el norte del Sinaloa, prolongándose por la parte oriental del estado de Sonora. En esta región del país, están localizados alrededor de siete distritos mineros que contienen depósitos epitermales definidos, en su mayoría, como de baja sulfuración (adularia-sericita), de acuerdo con la presencia de vetillas de cuarzo  $\pm$  calcita con clorita + adularia +sericita, y sólo dos de ellos como de alta sulfuración (Staude y Barton, 2001).

Son pocos los distritos mineros con buenas expectativas económicas que han sido extensamente explorados y evaluados, entre los que pueden citarse los casos de El Tigre, Mulatos, Álamos, Santa Teresa, Lampazos y La Colorada (Figura 4). En esta misma figura, se muestra una serie de pequeños distritos y prospectos mineros distribuidos en la parte centro-oriental de Sonora, los cuales carecen de información (Tabla 3). La mayoría de los depósitos epitermales en Sonora presenta mineralización de Ag (Au), Au-Ag y metales base, principalmente en depósitos en forma de vetas, zonas de brechas, *stockworks* o diseminados, los cuales están hospedados en ambientes litológicos diversos.

A continuación, se describe brevemente cuatro de los distritos mineros más importantes y con mayor información geológico-económica en el estado de Sonora. En todos ellos, se sabe que estuvieron en producción a principios del siglo pasado e inclusive antes, con una fuerte exploración y evaluación en años recientes, algunos de ellos en preparación o en período de explotación. En la Tabla 3, se presenta un resumen de sus características geológicas y económicas sobresalientes, tratando de rescatar a la vez algunos depósitos o distritos con menor información geológica.

## DISTRITO MINERO EL TIGRE

El distrito minero El Tigre se localiza al NNE del Estado, a unos 90 km al sureste de la ciudad de Agua Prieta (Figura 4), y aproximadamente a 198 km en línea recta de la ciudad de Hermosillo. Este distrito está caracterizado por un sistema de estructuras NNW-SSE, casi verticales, con una longitud de más de 1.5 km, y se extienden por más de 300 m de profundidad, con menos de 1 m de espesor. Estas estructuras son reconocidas como las vetas El Tigre, Seitz-Kelly y Sooy, de las cuales se sabe que fueron extraídas más de 1.2 Mt entre 1903 y 1927, con leyes de 7.4 g/t de Au, 1,302 g/t de Ag, 0.40% Cu, 1.1% Pb y 1.5% Zn (Mishler, 1928). Este mismo distrito fue extensamente explorado de 1981 a 1983 por Cobre de Hércules, S.A. de C.V., subsidiaria en México de Anaconda Minerals.

Regularmente, estas vetas se hospedan dentro de una secuencia de rocas volcánicas riolíticas del Eoceno-Oligoceno, y localmente pueden presentar formas lenticulares con estructuras que pueden incluir crustificación, rellenos de cavidades y, en menor grado, reemplazo, con minerales de alteración de cuarzo, calcita y localmente feldespato potásico (adularia), anhidrita y arcillas, con una mineralogía en sulfuros compuesta de pirita, calcopirita, galena, esfalerita y tetraedrita. Los estudios de inclusiones fluidas en cuarzo y esfalerita muestran temperaturas de homogenización entre 93

ra.
Sonc
de
estado
e
en
ales
term
epi
ósitos
dep
los e
de
gicas (
,õ
mineral
$\sim$
icas
ပ္ပံ
geol
terísticas
Carac
ч.
la
p.
Ë

#* Distrito	Sustancia	Tipo de mineraliz.	Roca hospedante	Edad roca hospedante	Edad de la mineraliz.	Mineralogía	Ton. (Mt)	Leyes	Ref.
1 El Tigre	Ag-Au (Pb-Zn-Cu)	vetas	riol, dac	Eoceno- Oligoceno	ı	Py, Ccp, Sp, Gn, Ttr	~1.2	7.2 g/t Au; 1,032 g/t Ag; 0.4% Cu; 1.1% Pb; 1.5% Zn	1, 2
2 Mulatos	Au (Ag)	vetas, sw	riol, dac,	Oligoceno	31.6 -25 Ma		43.5	1.59 g/t Au	3
3 El Víctor	Au (Ag)	vetas, sw	riol, dac,	Oligoceno		Au, Py, Qtz, Hem	12	1.4 g/t Au	4, 3, 6
4 San Carlos	Au (Ag)	vetas, sw	riol, dac,	Oligoceno		Au, Py, Qtz, Hem	5	2.0 g/t Au	4, 3, 6
5 Taunas	Au (Ag)	vetas, sw	riol, dac,	Oligoceno			5	2.0 g/t Au	3, 6
6 La Chipriona	Ag, Pb, Cu	vetas	and	Oligoceno		Py, Sp, Gn, Ttr, Arg		500 g/t Ag; 1% Pb; 1% Cu	4,3, 6
7 Los Pinos	Ag, Pb, Zn	vetas	and	Oligoceno		Py, Sp, Gn, Ttr, Arg		250 g/t Ag; 10% Pb; 8% Zn	4
8 La Colorada	Ag (Au)	vetas, sw, r	· lu-lim-ar	Paleozoico		Au, Arg, Py, Qtz	1.79	1.06 g/t Au; ~65 g/t Ag	5, 4, 6
9 La Mazoneña	Au (Ag)	veta	lu-lim-ar	Paleozoico		Au, Arg, Py, Gn pir, Cv, Fam, Qtz		8 g/t Au; 200 g/t Ag; 1.8% Pb	4, 6
10 La Bronzuda	Au (Ag, Pb)	veta	and	Cretácico		Au, Arg, Py, Gn pir, Qtz		0.9 g/t Au; 271 g/t Ag	4, 6
11 El Zubiate	Au (Ag)	veta	lu-lim-ar	Paleozoico		Au, Arg, Py, Gn pir, Cv, Fam, Qtz		1 g/t Au; 320 g/t Ag	4, 6
12 Lampazos	Ag (Au, Pb, Zn)	veta	clz	Cretácico		Arg, Gn, Sp	~1.0	430 g/t Ag	4, 6
13 La Bambolla	Au	veta	riol, dac	Terciario		Au, Hem, Py, Ttr		4 g/t Au; 5 g/t Ag	4, 6
16 Santa Eduwiges									
17 La Quintera	Ag (Au)	veta	and	Cretácico		Au, Arg, Py		1.9 g/t Au, 176 g/t Ag	4, 6
18 Santo Domingo	Ag	veta	and, gr	Cretácico		Gn, Arg, Sp		530 g/t Ag	4, 6
19 La Amalia	Ag-Au (Pb, Zn)	veta	and	Cretácico		Py, Ccp, Gn, Mch, Qtz		2.3 g/t Au; 200 g/t Ag; 3.0 % Pb; 2.2% Zn	4,6
20 Santa Gertrudis	Au (Ag)	q	clz	Cretácico Sup	~26 Ma	Au, Py, ma, Apy, Brt, sil. Cal	~8.0	~2.3 g/tAu	7, 8
#*: Número de min Tipo de mineraliza Roca hospedante. Mineralogía. Arg: ¿	a en la Figura 4. <b>ceión.</b> sw: <i>stockwork</i> riol: riolita; dac: dac urgentita; Apy: arsen	¢ y vetas; r: bita; and: an opirita; Au:	reemplazo; d: idesita; lu: lutii : oro; Brt: barii	diseminación; ta; lim: limolitt ta; Cal: calcita;	a; ar: arenisca; Ccp: calcopii	; clz: caliza; gr: granito. rita; Cv: covellita; Fam: famatinita	; Gn: g	alena; Hem: hematita; Mch: malaquita; Py: pirita; C	Qtz: cuar-

zo; su: sulterificacion; Sp: estalerita; UT: tetraedrita. Fuentes. 1- Montaño-T. (1988); 2- Mishler (1928); 3- Staude (1995); 4- Monografía del estado de Sonora; 5-Zawada et al. (2001); 6-Pérez-Segura (1985); 7- Beltrán-Encinas (2003); 8-Bennett (1993).

y 312°C, con salinidades <10% de NaCl equivalente (Montaño, 1988).

## DISTRITO MULATOS

El distrito Mulatos se localiza a 60 km al sureste del poblado de Sahuaripa y aproximadamente a 198 km al este-sureste de la ciudad de Hermosillo (Figura 4). Se tiene registrado que hasta 1903, este distrito había producido más de 300,000 onzas de oro. En 1987, el distrito fue reevaluado por Minera Real de Ángeles y posteriormente fue comprado por Placer Dome en 1993, la cual se asoció con Minera Kennecott en 1994, cubicándose en esos años alrededor de 52 millones de toneladas con 1.5 g/t de Au, utilizando una ley mínima de corte de 0.8 g/t de Au. Para 1999, las reservas fueron reevaluadas en 43.5 millones de toneladas con 1.59 g/t de Au, con recursos globales de 68 millones de toneladas con 1.6 g/t de Au. Otras reservas estimadas en el distrito son las de las minas de El Víctor, con 12 Mt con 1.4 g/t de Au, San Carlos con 5 Mt con 2 g/t de Au y Taunas con 5 Mt con 2 g/t de Au.

Mulatos ha sido definido como un depósito de oro-enargita, con una avanzada alteración argílica y hospedado en rocas volcánicas del Oligoceno Superior (Staude, 1995), por lo que este depósito se puede considerar como uno de los pocos, y el único en producción, de alta sulfuración en Sonora (Staude, 1995; Staude y Barton, 2001). Los controles estructurales de la mineralización son principalmente un sistema temprano N-S y uno posterior N45°-70°E, con un cuerpo mineralizado orientado en una dirección N-S y de 600 m de largo, asociado con un cuerpo intrusivo dómico de composición riodacítica del Oligoceno, el cual está cubierto por una secuencia de derrames volcánicos, brechas y tobas de composición riolítico-dacítica, ligeramente posterior. El cuerpo mineralizado se encuentra rodeado por una alteración argílica avanzada (sílice vuggy + pirofilita - caolinita) graduando a una alteración argílica intermedia, mientras que las zonas más distales están caracterizadas por una alteración de clorita-montmorillonita ± epidota. La edad de la mineralización oscila entre 31.6 y 25 Ma, y muestra valores altos de Ag, Au, As, Ba, Cu, Hg, Mo, Sb y Te. (Staude, 1995).

Los datos de inclusiones fluidas, medidas en cuarzo, revelan temperaturas de homogeneización entre 87° y 227°C, con un promedio de 187°C, con salinidades de 2–3% NaCl equivalente, y un pH ácido de los fluidos hidrotermales.

Datos de isótopos estables muestran valores de  $\delta^{34}$ S en pirita y enargita entre -5 y -3‰ y -6 a -4‰, respectivamente (Staude, 1995). La similitud en los valores de  $\delta^{34}$ S sugiere una misma fuente de azufre para estas dos fases minerales. Por otra parte, los isótopos de azufre en barita muestran valores de  $\delta^{34}$ S entre +17 y +22‰, lo que sugiere que el azufre proviene probablemente de una fuente inorgánica, como las evaporitas. Por otro lado, datos de isótopos de oxígeno muestran valores de  $\delta^{18}$ O en cuarzo y arcillas entre +10 y +16‰, mientras que en pirofilita son de 0 a +8‰. Los isótopos de hidrógeno muestran valores de  $\delta$ D entre -54 y -64‰ para pirofilita y caolinita, sugiriendo probablemente agua magmática involucrada en la formación de esta asociación mineralógica.

# DISTRITO LA COLORADA

El distrito La Colorada se localiza en la parte centrooriental de Sonora, a 46 km al sureste de la ciudad de Hermosillo (Figura 4). Se conoce históricamente que este distrito ha tenido una fuerte actividad minera desde 1740, con períodos de fuerte actividad entre 1880 y 1914 (Monografía geológica del estado de Sonora). Durante los años ochenta, el entonces Consejo de Recursos Minerales cubicó los jales que se incluyen en los alrededores del poblado La Colorada, calculándose en alrededor de 1.5 Mt con leyes de 0.8 g/t de Au y 65 g/t de Ag.

La mina La Colorada fue puesta en operación por Exploraciones El Dorado, S.A. de C.V, iniciando en 1993 y finalizando su explotación en 2003. Se considera que para principios de 1999, los recursos geológicos fueron estimados en 8'130,000 t con 0.94 g/t de Au y 245,000 onzas de Ag.

Las rocas más antiguas en el área de la mina corresponden al Paleozoico y están divididas en secuencias Inferior y Superior. La primera de ellas, con más de 400 m de espesor, está formada por estratos de caliza y lutita; esta secuencia es la que hospeda gran parte de la mineralización económica. La secuencia superior, con más de 200 m de espesor, está formada principalmente por intercalaciones de areniscas dolomíticas y conglomerados, con limolitas calcáreas en su base, pasando a horizontes de limolitas tobáceas y andesitas en su parte superior (Zawada et al. 2001). Ambas secuencias son correlacionables con rocas del Cambrico-Silúrico de Sonora central, las cuales han sido intrusionadas por una serie de plutones correspondientes al batolito de Sonora del Cretácico-Paleógeno (Damon et al., 1983).

Los estilos de mineralización en el depósito de La Colorada corresponden a vetas de cuarzo con zonas de stockwork en su periferia y zonas de reemplazo en las cercanías entre los contactos del cuerpo intrusivo y la roca encajonante sedimentaria. Las estructuras más importantes son las conocidas como Veta Colorada, dividida en veta Colorada Norte (N70°E, inclinada 40° al NW) y Sur (N85°E, inclinada 45° al NW). Otras estructuras importantes son la veta Gran Central Amarillas con N75°E e inclinada 50°-75° al NW. Por último, la veta El Crestón está dividida en tres vetas: (1) la veta Nueva, orientada N45°E, con inclinación 40–55° al NW; (2) la veta Norte, de rumbo N70°-75°E, y con inclinación 48°–65° al NW; y (3) la veta Sur, de rumbo N75°E, con inclinación de 60° al NW. La extensión de estas estructuras principales alcanza en superficie una longitud de hasta 600 m, con una profundidad de 400 m.

Los valores altos de oro coinciden con vetas que tienen feldespato potásico y cuarzo microcristalino, con zonas favorables con leyes del orden de 5 g/t de Au, aunque en algunas partes pueden alcanzar hasta 10 g/t de Au, con una relación de Au:Ag de 1:37.

Los estudios de inclusiones fluidas en fenocristales de cuarzo de las rocas intrusivas, muestran inclusiones bifásicas con  $H_2O$  líquido-vapor, y polifásicas incluyendo líquido-vapor-halita, con temperaturas de homogeneización en un rango de 263 a 363°C y entre 1.2 a 5.5% de NaCl equivalente. Las inclusiones medidas en cuarzo microcristalino, al parecer más relacionadas con la mineralización del oro, indican temperaturas de 138° a 228°C, con salinidades entre 3.0 y 11.8% de NaCl equivalente (Zawada et al. 2001).

Dentro de este mismo distrito, se tiene la expresión superficial de varias estructuras que han sido medianamente exploradas y explotadas, como aquéllas reconocidas como La Mazoneña, El Zubiate, La Bronzuda, La Patria, La Dolores y San Judas, con direcciones de N-S, N15°E y N30°–40°E, e inclinación al oeste de 20° a 60°, espesores de 0.50 a 1.60 m y longitudes hasta de 200 m. Su mineralización es principalmente de Au-Ag, con una mineralogía variable de pirita, calcopirita, tetraedrita, galena, esfalerita, famatinita, polibasita y covelita, generalmente con ganga de cuarzo y menor calcita. En la Tabla 3, se muestra las principales características geológicas y económicas de sólo tres vetas presentes en este distrito.

# Distrito Minero de Álamos

El distrito minero de Álamos se localiza al sureste del poblado de Álamos (Figura 4). Es un distrito con una gran tradición minera y un potencial que puede alcanzar de 15 a 20 Mt (Cárdenas-Vargas, 1994). Se sabe que una parte de este distrito fue explotada en forma intensa a finales del siglo xvIII por los españoles y, de manera intermitente, durante el siglo xIX, parando su producción por completo en los inicios del siglo xX.

Los depósitos minerales en este distrito están representados principalmente por vetas hospedadas a lo largo de un sistema de fallas con direcciones que varían entre N10°-40°E y N10°W, e inclinaciones 60° a 80° hacia ambos lados. Este sistema se prolonga por más de 8 km, con las estructuras en su parte NE encajonadas dentro de rocas graníticas y granodioríticas, que intrusionan y alteran a la secuencia del Cretácico Inferior formada por areniscas y rocas carbonatadas; sin embargo, en la mayoría de los casos, las vetas se encuentran hospedadas dentro de la secuencia volcánica del Cretácico Superior ("complejo volcánico inferior" de McDowell y Clabaugh, 1979).

Las vetas en este distrito regularmente presentan espesores de 1 hasta más de 3 m de ancho, con vetillas de cuarzo (< 2 cm) y estructuras de rellenos de cavidades que en partes le dan un aspecto brechado a la estructura. La mineralización está compuesta por argentita, galena, galena argentífera, esfalerita clara y oscura, calcopirita, tetraedrita, pirita y probables sulfosales de plata, con minerales secundarios, como cerargirita, azurita, malaquita, crisocola y hematita. La alteración hidrotermal se compone de clorita, epidota, pirita, calcita y cuarzo en las andesitas, con silicificación acompañando a la roca hospedante y, en parte, con una textura destruida hidrotermalmente con zonas cloritizadas a los costados de las estructuras. Se tiene a menudo argilización, principalmente en las plagioclasas y muy cerca de las vetas hay cuarzo y sericita secundaria escasos.En la Tabla 3, se muestra la información de sólo algunas de las minas más importantes de este distrito.

# DISTRITO SANTA GERTRUDIS

En la parte centro-septentrional de Sonora, se localiza una serie de depósitos que presentan características geológicas muy particulares, los cuales varios autores han comparado con aquéllos de la Gran Cuenca en el estado de Nevada de América del Norte, conocidos como de tipo Carlin: oro invisible u oro diseminado en rocas carbonatadas. Por su naturaleza, estos depósitos son incluidos en esta revisión, ya que hasta el momento se conoce poco sobre su génesis y su relación con la tectónica establecida en esta región de Sonora. Sin embargo, su importancia económica, su escenario geológico y la posible edad terciaria de la mineralización, obligan a hacer una breve descripción de ellos dentro del contexto de depósitos epitermales.

El distrito de Santa Gertrudis, también conocido como Santa Teresa, se localiza a 250 km al noreste de Hermosillo. Esta región fue inicialmente explotada a pequeña escala a principios de los ochenta por los señores Ernesto Esquer y Agustín Albelais, quienes enviaban mineral a la fundición de Phelps Dodge en Douglas, Arizona, con leyes de 11 g/t de Au, 10 g/t de Ag y 37% de SiO<sub>2</sub>. En 1986, el área fue adquirida por Phelps Dodge, iniciando su exploración en 1987 y su explotación en abril de 1990.

Posteriormente, Campbell Resources Inc. adquirió las propiedades a través de Oro de Sotula en 1994, definiendo reservas de 860,000 t minables con 2.21 g/t de Au; 168,000 t probables con 1.86 g/t de Au; y 7'000,000 posibles con 0.84 g/t de Au. En total, hasta 1997 se produjeron 318,281 onzas de oro, considerando una recuperación metalúrgica de ~85%, Para el año 2000, la producción total en Santa Gertrudis se calculó en 552,000 onzas de oro, procedentes de 8 millones de toneladas minadas, con una ley promedio de 2.09 g/t de Au. La mineralización de oro se encuentra hospedada en rocas del Cretácico Inferior pertenecientes al Grupo Bisbee, el cual incluye las Formaciones Glance, Morita, Mural y Cintura, estando espacialmente relacionada con la Formación Mural. El principal evento de mineralización consiste en pirita, arsenopirita, marcasita y oro, con una secuencia paragenética general de marcasita con oro - arsenopirita - marcasita y pirita con alta concentración de oro. La alteración hidrotermal se compone principalmente de silicificación, sericitización, carbonatación y argilización. El oro es libre con tamaño del orden de 4 a 8  $\mu$ m, variando hasta los 2  $\mu$ m, con una relación de Au/Ag de 1:1.

La secuencia sedimentaria ha sido afectada por la intrusión de diques lamprofidicos, dioritas y un granito denominado Granito Las Panochas, el cual ha sido fechado en ~36 Ma. Bennet (1993) sugiere una edad de ~26 Ma para la mineralización de Au en el distrito, al indicar una relación entre un dique lamprofidico que corta a la secuencia de rocas sedimentarias mencionadas líneas arriba, y que parece acompañar espacialmente a la mineralización.

Las rocas del Grupo Bisbee presentan una fuerte deformación laramídica, con una constante vergencia de sus pliegues al suroeste, los cuales han sido a la vez seccionados por estructuras generalmente N-S y NW-SE relacionadas con la extensión del Terciario medio, sucedida en gran parte de esta región del noroeste de México.

#### **D**EPÓSITOS DE SKARN

Los depósitos de skarn constituyen uno de los tipos de yacimientos más importantes en geología económica, ya que incluyen grandes depósitos de oro y metales base con una amplia distribución en el tiempo y el espacio, pero con una fuerte presencia en rocas fanerozoicas. Los mayores depósitos de este tipo en México corresponden principalmente a yacimientos de cobre, zinc, plomo y, en menor medida, oro.

Los skarns resultan siempre de la acción de un proceso metasomático, en general relacionado con metamorfismo de contacto (metasomatismo), el cual puede ocurrir como un proceso de difusión, o bien por infiltración o percolación. Ambos procesos pueden ocurrir en diferentes tiempos y traslaparse en el espacio, siendo el segundo el más efectivo en la formación de skarns.

Con frecuencia, en la literatura se habla de skarns según su mineralogía y temporalidad de formación; por ejemplo, skarn "progrado", o facies "prograda", para referirse a la facies inicial de mayor temperatura, rica en granate y piroxeno; y skarn "retrógrado", o facies "retrógrada", para referirse a las facies tardías, de menor temperatura, ricas en calcita-epidota-clorita. Sin embargo, el término skarn es definido por su mineralogía no metálica, refiriéndose a una roca que contiene minerales calcisilicatados, como granate y piroxeno, como ha sido indicado por Einaudi y Burt (1982) y Meinert (1992). Las rocas silicatadas que componen los skarns son ricas en Ca, Fe, Mg, Al y Mn, se derivan de rocas carbonatadas y comúnmente están en contacto directo con rocas intrusivas ácidas. Existen otras maneras de denominar a los skarns, pero en forma más descriptiva, como hornfels, skarnoide y tactita.

De manera general, las condiciones de formación (presión-temperatura) de los skarns pueden estar dadas por los rangos de estabilidad de los minerales calcisilicatados, con temperaturas de formación en su estado "progrado" del orden de 300 a 550°C; en cambio, para el retrógrado, fluctúan entre 250 y 400°C, y presiones en muchos de ellos <1 kbar, con cambios en las condiciones de P-T variando en función de  $X(CO_2)$  (Newberry, 1998; Meinert et al., 2005). Los estudios de geobarometría indican que los skarn de W se forman a mayor presión (1.5–3 kbar) según Newberry (1998) y Einaudi et al. (1981), mientras que los de Cu son más someros, formados a presiones del orden de 0.5–1 kbar.

Por otro lado, Taylor y O'Neil (1977), basándose en datos de isótopos estables de oxígeno y deuterio, señalan que las etapas tempranas de los fluidos del skarn están formadas por fluidos magmáticos, los cuales se vuelven dominantemente meteóricos en etapas tardías durante la evolución del skarn.

Por lo que se refiere a isótopos de azufre, la mayor parte de los valores  $\delta^{34}$ S varían entre -5 y +8‰, lo cual parece sugerir que el azufre de los skarns, por lo menos en una primera etapa, se relaciona con una fuente magmática. Sin embargo, puede haber variaciones en el tiempo, debido a la interacción de los fluidos con la roca encajonante (Bowman, 1998).

Los depósitos de skarn se encuentran asociados en todo el mundo y, a través de la historia geológica, a numerosos yacimientos que contienen Cu, Pb-Zn, Au, Fe, W y Sn, entre otros, donde casi todos los skarns de Cu contienen de 1 a 10 Mt, con leves de 0.7–1.5% Cu y <1 g/t Au. Sin embargo, de todos los skarns, los de Fe son los más grandes y pueden contener hasta más de 500 Mt de mena constituida por magnetita  $\pm$  hematita. Por otra parte, dentro de los grandes yacimientos de metales base en el mundo, se cuenta numerosos distritos mineros mexicanos con mineralización de tipo skarn, algunos de ellos excediendo los 10 Mt, con leyes de 8–350 g/t Ag y >10% de Pb+Zn (Megaw et al., 1988). Dentro de los más importantes, están los de Naica y Santa Eulalia, en Chihuahua; Velardeña, en Durango; La Encantada, en Coahuila; Concepción del Oro y San Martín, en Zacatecas; Charcas, en San Luis Potosí; y Zimapán, en Hidalgo. Grandes skarns de Zn+Cu se encuentran en Sonora (Meinert, 1980, 1982), así como los depósitos de W más importantes de México (Mead et al, 1988), donde se incluye la mina de wollastonita más grande del mundo, cerca de Hermosillo.

En el estado de Sonora, se tiene distintos tipos de skarn, como aquéllos de W (Wiese, 1945; Mead et al., 1988); algunos grandes de Zn y Cu, explorados en Cananea (Meinert, 1980, 1982; Farfán, 2002); otros muy especiales con paragénesis metálicas complejas con Co y Ni (Pérez-Segura, 2006); de hierro (Pérez-Segura, 1985); y de wollastonita en Pilares, en las cercanías de Hermosillo, relacionada con skarnoides.

En la siguiente sección, se presenta una síntesis de las características generales de los distintos tipos de skarn en Sonora (Figura 5) y, de una manera más detallada, información de los yacimientos tipo más representativos (Tabla 4).

### Skarns de tungsteno (W)

En el caso de los depósitos de W, se sabe que hasta principios de los años ochenta, México fue un importante productor a nivel mundial. En la actualidad, todas las minas están cerradas y este elemento ya no se recupera ni como subproducto. La mayor parte del tungsteno mexicano provino de yacimientos de skarn ubicados en el estado de Sonora. Todos los depósitos se encuentran



Figura 5. Distribución y localización de los depósitos de tipo skarn más importantes en el estado de Sonora. Los nombres de los distintos depósitos ilustrados en esta figura están consignados en la Tabla 4.

espacialmente relacionados con el cratón de América del Norte y temporalmente con la época de magmatismo laramídico, entre 80 y 40 Ma (Coney, 1976). Los vacimientos se localizan en zonas de contacto de facies plutónicas del llamado batolito de Sonora (Damon et al., 1983), con rocas carbonatadas paleozoicas. Los principales skarns en Sonora son los conocidos como El Jaralito, Palo Verde, La Venada, La Norteña y San Alberto (Figura 5, Tabla 4). Casi todos estos depósitos contienen menos de 1 Mt con leyes entre 0.25 y 1% de WO<sub>3</sub>. El más importante de todos, sin duda, es el que se conoce como El Jaralito, ubicado a 90 km al noreste de Hermosillo (Figura 5) y que está caracterizado por una serie de minas, de las cuales las más importantes fueron San Antonio, Santa Elena, Bonanza, Los Moros, El Contrabando, El Batamote y La Mora, que en su tiempo fueron los yacimientos de tungsteno más importantes de México.

La geología en el área se encuentra dominada por un batolito laramídico de composición granítico-granodiorítica, llamado Batolito El Jaralito por Roldán-Quintana (1991), con edades que varían entre 51.8 y 69.6 Ma; sin embargo, Mead et al. (1988) publicaron varias edades por el método <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, reportando 46.6  $\pm$  3 Ma en hornblenda de una granodiorita, 37.1  $\pm$  0.7 Ma en biotita de la misma roca y  $37.8 \pm 0.8$  Ma en biotita de una pegmatita. Los mismos autores reportan también edades de  $35.8 \pm 0.7$  Ma en biotita metamórfica del skarn y de  $35.2 \pm 0.8$  Ma en paragonita de la misma roca. A primera vista, las edades de biotita y hornblenda guardan una gran diferencia en tiempo, lo cual ha sido interpretado como producto de un enfriamiento lento en un medio batolítico profundo (Mead et al., 1988). En el batolito, flotan colgantes de techo de rocas sedimentarias paleozoicas (probablemente del Pérmico), las cuales fueron afectadas por metamorfismo de contacto durante la intrusión.

El yacimiento El Jaralito fue descubierto en el año de 1953, llamándolo inicialmente San Antonio, abarcando un área mineralizada que cubre una zona de 25 km<sup>2</sup>, aunque la zona principal ocupa 16.5 hectáreas. Las reservas en el área de El Jaralito son del orden de 3 Mt con 0.25% de WO<sub>3</sub>, con una producción total de 1,537 t de concentrados procedentes de más de 40,000 t de mineral con tungsteno.

La mina San Antonio se desarrolla en un bloque que se comporta estructuralmente como una antiforma recostada de 440 m de largo por 110 m de ancho (Mills y Hokuto, 1971). El skarn mineralizado se ubica en el contacto entre el granito y una secuencia de rocas sedimentarias de grano fino compuesta por capas de lutita y limolita metamorfoseadas, intercaladas con mármol, alcanzando un espesor de entre 15 y 20 m. Existe un skarn progrado de granate-diópsido y, en ocasiones, wollastonita y vesuvianita; también, hay uno retrógrado con epidota, biotita y hornblenda. Los granates tienen una composición de Gr<sub>75-30</sub> Ad<sub>25-70</sub> Sp<sub>0-10</sub> y los piroxenos tienen una composición de Di<sub>82-65</sub>Hd<sub>18-35</sub> (Peabody, 1979). El mineral de tungsteno principal es scheelita, pero en las minas Santa Elena y Los Moros el mineral es powellita. La mayor parte de la scheelita producida en San Antonio se asocia al skarn progrado, con menor contenido en el retrógrado pero con leves más elevadas (Dunn, 1980). Las temperaturas de formación en El Jaralito fueron estimadas entre 480 y 600°C para el skarn progrado y de 300 a 440°C para el retrógrado, bajo presiones de 1 a 1.5 kbar (Dunn, 1980).

## Skarns de metales base

Los skarns de metales base en Sonora, con excepción de los de Buenavista-Chivatera, en Cananea, con más de 30 Mt, son de proporciones mucho más discretas que los grandes depósitos de skarn tradicionales en México, como Naica y Santa Eulalia, en Chihuahua, o Concepción del Oro y San Martín, en Zacatecas, por citar algunos (Prescott, 1926; Megaw, 1998). En su mayor parte, estos depósitos son de menos de 1 Mt, con leyes de Zn > Cu > Pb, con valores de Ag importantes, como sucede en Pilares de Teras. Las rocas encajonantes, con frecuencia, corresponden a sedimentos carbonatados del Paleozico, pero hay casos de mineralización en rocas sedimentarias del Cretácico Inferior como en Gochico (Tabla 4), o en rocas volcaniclásticas de cuencas someras continentales del Paleógeno como en Oposura. La mayoría de las veces, están relacionados con la actividad magmático-hidrotermal de cuerpos hipabisales, comagmáticos con cuerpos batolíticos del Laramide. En el caso de Pilares de Teras, así como de Oposura, no es clara la existencia próxima de un cuerpo intrusivo y parecerían los ejemplos más claros de skarns distales.

En todos los depósitos de este tipo en Sonora, siempre están presentes las fases prograda y retrógrada de los skarns clásicos y el desarrollo se lleva a cabo en zonas de exoskarn. La mineralogía metálica es muy variada, como puede observarse en la Tabla 4, y la edad se considera que puede variar desde 60 hasta 40 Ma.

El yacimiento de Buenavista (Figura 5, Tabla 4), el más grande y representativo de este tipo, se encuentra dentro de la zona mineralizada del distrito de Cananea, conocida como Cuenca Capote, ubicada entre las brechas La Colorada y Demócrata, donde se ha identificado cuatro cuerpos mineralizados: Buenavista, Chivatera, Esperanza y Demócrata. Un total de 82 barrenos de diamante, que fueron efectuados en los últimos años para un total de 30,670 m, han permitido calcular alrededor de 30 Mt con leyes económicas de Zn y Cu, y cantidades menores de Pb y Ag. La geología general, particularmente en esta parte del distrito de Cananea, se caracteriza por una secuencia de rocas sedimentarias con más de 700 m de espesor, afectadas en mayor o menor proporción por metamorfismo de contacto. Esta zona se conoce en el distrito como la Cuenca Capote, la cual se encuentra limitada al norte y al sur por fallas normales de ángulo alto; se encuentra formada por rocas detríticas y carbonatadas que van del Cámbrico medio al Pensilvánico inferior, constituidas por las Formaciones Bolsa, Abrigo, también conocida como Caliza Esperanza, Martín, Escabrosa y Horquilla. Dentro de las Formaciones Abrigo, Escabrosa y Horquilla, se alojan los cuerpos reconocidos como Esperanza, Chivatera y Buenavista, respectivamente.

Los tres cuerpos mineralizados antes mencionados se encuentran en diferentes niveles de la secuencia sedimentaria, con mineralización de tipo skarn, desarrollados a lo largo de horizontes favorables. El cuerpo más somero es el llamado Buenavista, con tramos mineralizados hasta de 20 m y con mineralización preferencial de zinc y cobre. El cuerpo Chivatera es el más importante en lo que respecta a tonelaje y ley, y consiste en mineral masivo de aspecto brechado, con más mineralización de cobre y valores subordinados de Ag y Pb. Por otro lado, en el cuerpo Esperanza se han cortado algunos horizontes mineralizados, pero no ha sido evaluado en su totalidad.

Petrográficamente, las rocas mineralizadas son skarns de granate + piroxeno + wollastonita  $\pm$  epidota  $\pm$  anfibol  $\pm$  clorita  $\pm$  carbonatos  $\pm$  cuarzo. Las zonas de skarn más mineralizadas muestran un fuerte metamorfismo retrógrado a calcita ± clorita. Visto el yacimiento como un solo conjunto, se puede observar cuatro zonas mineralógicas: (1) de granate>>>piroxeno, (2) de granate + piroxeno, (3) de wollastonita + piroxeno  $\pm$ granate, y (4) de calcita + piroxeno. Los granates más tempranos son cercanos a la grosularita ( $Gr_{70} Ad_{30}$ ), mientras que los tardíos son más andradíticos (Gr<sub>5</sub> 35 Ad<sub>65-95</sub>). Por otra parte, los piroxenos de las etapas tempranas se caracterizan por diópsido (Di<sub>s</sub>Hd<sub>2</sub>Jo<sub>0</sub>), mientras que los de la etapa tardía tienen un poco más de Fe (Di<sub>80</sub> Hd<sub>15</sub> Jo<sub>5</sub>). La mineralización de sulfuros se encuentra rodeando los minerales de ganga, en los intersticios y atravesando en vetillas, así como relle-

*#	Nombre	Sust.	Ton. (Mt)	Leyes* (%)	Rocas asociadas	Intrusiones	Indo	Exo	Skarn progrado	Skarn retrógrado	Mineralogía metálica	Edades	Referencias
-	El Jaralito	≫	e	0.25 WO <sub>3</sub>	clz y rx pel (Pérmico)	Mzdi-Gdi (P)	×	×	Grs-And, Di-Hd, Wo, Ves	Ep, Bt, Hbl	Sch, Py-Ccp-Mbd	46.6 (Hbl-gdi), 37.1 (Bt-gdi), 37.8 (Bt-peg), 35.8 (Bt-sk), 35.2 (Pl- sk), todas Ar-Ar	1, 2, 3, (E)4
7	Palo Verde y Carnaval	M	>.01	>2.3 WO <sub>3</sub>	clz/clz arcill (Carb- Pérm)	Gdi (P)	×	×	Grt, pirox, Ves, Wo	Ep, Qtz, Cal	Sch, Py, Ccp, Pwl	48.1(Bt-gdi), 64.9 (Bt- gdi) ambas Ar-Ar	5, 3, (E)4
ŝ	La Norteña	M	0.1	0.32 WO <sub>3</sub>	clz/clz (Sil Carb-Pérm inf)	Gdi (P)		×	Grs, Di, Wo, Ves	Tr, Ep, Cal, Qtz	Sch, Py, Sp, Ccp, Fl	38-45 (FK-mzgr) Ar-Ar carr.Novillo-Bacanora	6, (E)7
4	La Venada	M	>0.01	>1 WO <sub>3</sub>	clz (Miss-Pen)	Gnt (P)		×	Grs-And, Di-Hd, Ves	Ep, anf, Cal, Qtz, Chl, Bt	Sch, Py, Ccp, Pwl, Mbd, Mag	56.9 (Hbl-gdi), 34.1 (Bt-sk), ambas Ar-Ar	8, 9, (E)4
5	San Alberto	M	-	0.5 WO <sub>3</sub>	Fm Barranca (Tr-Jur)	Gdi-Mz-Di	Х	0	Grt, pirox	Act, Qtz	Sch, Py, Ccp	56.4 (Hbl-mzdi), 46.5 (Bt-mzdi) ambas Ar-Ar	3, (E)4
9	Puertecitos	Zn-Cu (Ag)	2	3 Zn, 2 Cu, 200 Ag	Clz Puertecitos (Mis-Pen)	Gdi Cuitaca (P)		×	Grs-And, Di-Hd, Wo	Chl, Ep	Sp, Ccp, Ttr, Eng, Py	64 (Zrn-Gdi), 69.1 (Zrn-mzdi), 67.1 (zr-Gdi), Mariqui- ta), todas U-Pb	10, 3, (E)11, 12
Ъ	Buenavista	Zn-Cu	>30	>3 Cu, >0.8 Zn	Fms Abrigo, Martín, Escabrosa y Horquilla (Cám-Pen)	Mz-Qtz (ph)		×	Grs-And, Di-Hd, Wo	Anf, Chl, Ep, Cal, Qtz	Sp, Ccp, Py, Gn	<ul> <li>59.9 (Bt-pipe) K-Ar,</li> <li>59.3 (Mbd-tajo) Re-Os,</li> <li>59.2 (Mbd-pipe) Re-Os</li> </ul>	13, 14, (E)15, 16)
$\infty$	Gochico	Zn- Cu-Pb (Ag)	0,5	9.2 Zn, 0.59 Cu, 0.45 Pb, 161 Ag	clz (K Inf)	Gtoide (P)		×	Andr, Di (?)	Tr-Act	Po, Sp, Ccp, Gn, Py, Arg (?), Apy, Mag	Laramídico	17
6	El Tecolote	Zn-Cu	0,85	7.6 Zn, 2.0, Cu, 60 Ag	cgl, clz y cta (P)	Mz-Qtz (ph)		×	Grs-And, Di-Hd, Ves	Calc, Chl, Ep, Qtz	Sp, Py, Ccp, Po, Mrc, Gn, Mbd, Cub, Mck, Bi-nat, Bsn, Sch	Laramídico	18
10	Oposura	Zn-Pb	0,8	6.0 Zn, 3.5 Pb	Volcaniclást y clz (K Sup-T inf)	No hay		0 1	Grs-And, Di-Hd, Bst	Rdn, Chl, Ep, Qtz, Cal	Sp, Gn, Py, Ccp, Ttr- Ten, Mag, Hem	Hacia 40 Ma (RT, K- Ar) Toba Candelaria	19
11	La Verde	Cu-Zn (Ag)	0,3	2.1 Cu, 2.5 Zn, 132 Ag	clz y cta (P sup)	Gtoide (P)		×	Grt, Wo	Qtz, Cal	Mch, Az, Ccl, Hem	Laramídico	3, 20
12	Pilares de Teras	Ag-Au- Pb	0,375	368 Ag, 0.4 Au, 0.5 Pb	clz y dol (P)	Gtoide (P) y (ph)		x ©			Gn, Sp, Py, Clr, Fe-Ox	Laramídico	21
13	Sara Alicia	Au-Co	0,2	3.6 Au, 0.3 Co	clz y ar (K Inf)	Gdi (P)		×	Grt, px	Act, Qtz, Cal	Au, Py, Po, Apy, Ccp, Lol, Saf, Mag	Laramídico	e

15	San Marcos	Fe	5	61 Fe	clz (Pérmico?)	Mz (P)	X	Grt, px	Ep, Cal	Hem, Mag	Laramídico	3
16	Chinoverachi	Fe	1,5	41 - 53 Fe	clz y cta (Neoprotero- zoico)	Sienodi (P)	×	Grt, Di-Hd	Anf, Ep, Chl, Qtz, Srp	Hem, Mag	Laramídico	22, 3
17	Cuesta de Fierro	Fe	0,86	56 Fe	clz(P)	Gdi (P) X	X	Grt, FK, Pl	Ep, Qtz, Cal, Bt	Mag, Hem	55.8 (FK-gdi) Ar-Ar carr. Novillo-Bacanora	3, 7
18	Arroyo Coro- nado	Fe	0,5	62 Fe	ar y clz $(K?)$	Dio (P)	Х		Czo, Chl, Cal, Ep	Mag, Hem, Py	Laramídico	3
19	Hachita hueca	Fe	0,492	56 Fe	clz(K)	Gto (P)	Х	Grt	Calc, Qtz, Srp, Ep, Ms	Mag	Laramídico	3
20	Cerro Blanco	Fe	0,32	47 - 61 Fe	clz (P)	Gto (P)	Х	Grt	Ep, Srp, Chl	Mag, Hem, Gt, Py	Laramídico	23, 3
21	Caracahui	Fe	0, 17	62 Fe	clz (K Inf)	Gdi (P)	х	Grt, px, Ves, Wo	Act, Ep, Qtz	Hem, Mag	Laramídico	3
22	El Choro	Fe	0,1	44 - 51 Fe	clz(P)	Andes X	×	Grt, FK, Pl	Dol, anf, Qtz, Cal, Chl, Ep	Gt, Hem	Laramídico	24, 3
23	Cerro de Oro	Fe	1,83	14.3 - 47 Fe	clz (Neoprot y K Inf)	Gtoide (P)	X	Grt, Wo	Czo, Ep, Chl, Tur	Hem, Mag, Ccp, Cu-ox	Laramídico	25
24	El Garabato	Fe	>0.1	>45	Fm Tarahumara 89- 70 Ma	Gdi (P)	Х	Grt, px	Act-Tr, Cal, Chl, Ep, Qtz	Mag, Hem	Laramídico	26
25	Pilares	Wo	105	>60 % Wo	clz (Pérmico)	Gtoide (P)	Skd	Wo, Grt, Di	Qtz, Cal	Py	Laramídico	26, 7
26	San Martín	Wo	-	>65 % Wo	clz/ped (Pérmico ?)	Gdi (P)	Skd					
#*:] Sust Intr hipa	Número de mina t.: sustancia; Toi <b>usiones</b> . (P): pl bisal.	en la Fig n. (Mt): t utón; Gtú	ura 5. tonelaje oide: gra	en millon anitoide; (	ies de toneladas; *Leyes ( Gdi: granodiorita; Mzdi: )	(%), excepto Au y A monzodiorita; Mz: n	g (g/t); nonzoni	Endo: endoskarn; l ta; Di: diorita; Mz-	∃xo: exoskarn. Qtz: monzonita	de cuarzo; Sienodi: sien	odiorita; Andes: andesi	ta; (ph): pórfído
Roc Ska	rn progrado. C	rr: arenisc Ìrt: grana	ca; cgl: ( ite; px: J	conglome piroxeno;	rado; clz: caliza; cta: cua Grs-And: grosularita-and	rcita; dol: dolomita; Iradita; Di-Hd: dióp;	rx pel: sido-heo	rocas pelíticas. lenbergita: Wo: wo	llastonita; Ves: v	esuvianita: Bst: bustami	ita; FK: feldespato potá	sico; Pl: plagio-
Ska	a, oku. skatilou rn retrógrado. notásico: Ah-a	LE. Ep: epid Ihita: Sm	lota; Bt: v sernen	biotita; H tina: Ms-1	Ibl: hornblenda; Qtz: cuai -muscovita - Dol- dolomit	rzo; Cal: calcita; Tr: a	tremoli	ta; anf: anfībol; Ch	l: clorita; Act: ac	stinolita; Tr-Act: tremoli	ta-actinolita; Rdn: rodo	nita; FK-feldes-
Min	neralogía metál	lica. Sch.	scheel.	ita; Py: pi	irita; Ccp: calcopirita; M	bd: molibdenita; Pv	vl: pow	ellita; Sp: esfalerit	a; Fl: fluorita; N	lag: magnetita; Ttr: tetra	aedrita; Eng. enargita;	Gn: galena; Po:
Sgn	otita; Arg: arger : siegenita; Mcł	ıtıta; Apy 1: malaqu	/: arsenc uita; Az:	opirita; Mi azurita; C	rc: marcasıta; Uub: cubar Ucl: crisocola; Fe-ox: óxi	nta; Mck: mackinau dos de Fe; Gt: goeth	ita; B1-1 ita; Cu-	att: bismuto nativo ox: óxidos de Cu; (	; Bsn: bismutini Clr: clorargirita.	ia; 1 tr- 1en: tetraedrita-te	onnantita; Lol: Iollingita	l; Sat: sattlorita;
Mit	nerales fechado	s. Bt: bic karn: t: to	otita; FK	<ol> <li>feldespi</li> <li>Zru: ziroś</li> </ol>	ato potásico; gdi: granodi	iorita; Hbl: hornblen	ıda; Mb	d: molibdenita; mz	di: monzodiorita	ı; mzqtz: monzonita de c	cuarzo; peg: pegmatita;	Pl: plagioclasa;
Fue	ntes. 1. Peabod	v (1979): v	: 2. Dun	m (1980):	. 3. Pérez-Segura (1985):	4. Mead et al. (1988	(): 5. W	iese (1945): 6. Araı	1984 x v Vega	): 7. Pérez-Segura (2006	0: 8. Radelli (1985): 9.	Richard (1991):

ruentes. 1, reaboory (1979); 2, Dum (1980); 3, retez-segura (1980); 4, Mead et al. (1980); 5, Muaux y vega (1984); 7, retez-segura (2000); 5, Kadem (1980); 5, Calienes (1981); 10, Córdoba (1985); 11, Anderson y Silver (1977); 12, Ochoa-Landin et al. (2007); 13, Meinert (1982); 14, Farfán (2002); 15, Damon y Mauger (1966); 16, Barra et al. (2005); 17, Calienes (1981); 18, Pérez-Segura y Echávarri-Pérez (1978); 19, Deen y Atkinson (1988); 20, Cendejas et al. (1981); 21, Cendejas y Cerecero (1996); 22, Hernández (1981); 23, Carbonell y Bustillos (1964); 24, Carbonell y Bustillos (1965); 25, González y Rodríguez (1991); 26, Robles-Andrade (2007); 27, Poole y Amaya (2000).

no de estructuras brechadas en las rocas huéspedes. La mineralogía primaria es de esfalerita + calcopirita + pirita + galena. Relacionados con la zona de aguas descendentes, hay bornita, calcocita, covellita y óxidos de hierro. Existe una zonificación metálica que se traduce por una relación Cu/Zn de 0.08 a 5, donde las relaciones más elevadas se encuentran longitudinalmente más hacia el contacto por falla con la Formación Mesa.

## Skarn de Co y Ni

Recientemente, en el centro-este y sur de Sonora, se ha detectado un tipo de mineralización inusual de Au-Co y Cu-Zn (Ni-Co) que, por su importancia estratégica y por estar localizada en dos depósitos de skarn, no se puede dejar de mencionar. Se trata de los depósitos de Sara Alicia (Tabla 4), en el sur del Estado, con una paragénesis de Au-Co, y La Esperanza, en Bacanora, con Cu-Zn (Ni-Co) (Figura 5, Tabla 4). En el primero de los casos, las rocas encajonantes son calizas y areniscas del Cretácico Inferior, similares a las existentes en Gochico; en el segundo, son rocas carbonatadas del Pérmico. Estos casos no pueden considerarse como aislados sino, más bien, como la manifestación de una provincia metalogenética poco conocida, puesto que volvemos a encontrar al Co en los depósitos de Batopilas, del Cenozoico, en un tipo de vacimiento como los llamados de "vetas de cinco elementos" [Ag-Ni-Co-As-(Bi,U)], como los descritos por Andrews (1986).

Los yacimientos de La Esperanza se localizan en la estribación norte de la sierra Santo Niño, en Sonora central, a unos 12 km al noroeste de Bacanora (Figura 5). Los depósitos constan de varios cuerpos de skarn pobremente explorados conocidos como Los Rieles, El Barranco, El Tigre, La Reyna y otros. Se calcula un potencial de más de 1 Mt con leyes de 1 g/t Au, 1–2% Cu, 1–2% Zn, 0.1–0.2% Ni y 0.1–0.2% Co.

Estos depósitos se encuentran dentro de la sierra Santo Niño, la cual corresponde a un *horst* entre los *grabens* o *semigrabens* de los ríos Yaqui y Bacanora. El ambiente geológico de la sierra se caracteriza por un paquete detrítico-carbonatado de rocas paleozoicas que van del Carbonífero al Pérmico, el cual flota como colgantes de techo sobre granitoides intrusivos de edades que varían del Cretácico Tardío al Paleógeno. El paquete sedimentario también se encuentra en contacto tectónico cabalgante sobre rocas volcánicas andesíticas de la Formación Tarahumara del Cretácico Superior-Paleógeno. las Las fosas tectónicas están rellenadas por depósitos de molasas, similares a las del Grupo Báucarit del Neógeno, y rocas volcánicas.

Existen dos grandes conjuntos de rocas intrusivas en la sierra Santo Niño, denominados Batolito Moras-Novillo-Bacanora (BMNB) y Pórfido San Lucas (PSL). El primero de ellos se refiere a un batolito complejo muy probablemente de intrusiones múltiples, compuesto de tonalitas-granodioritas-granitos que pueden tener piroxeno o biotita y hornblenda. En cambio, el segundo corresponde a un cuerpo, de hipabisal a subvolcánico, relacionado con la misma actividad magmática del BMNB, con una composición que varía de monzonita a sienita de cuarzo y relacionado de manera espacial y genética con los skarns de La Esperanza.

La geoquímica de elementos mayores y traza en ambos intrusivos, en conjunto con datos isotópicos de Sr y Nd, con una relación inicial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de 0.7066 y un  $\varepsilon_t$ Nd de -4.6 para el BMNB y una relación inicial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de 0.7070 y  $\varepsilon_t$ Nd de -6.1 para el PSL, así como edades modelo con relación al manto empobrecido (TDM) de 1.05 y 0.97 Ga, respectivamente, permite interpretar una contaminación cortical para estos intrusivos, que son similares a otros cuerpos granitoides que afloran en el centro de Sonora.

Datos geocronológicos de U-Pb en zircones y de Ar/Ar en feldespatos sobre rocas representativas del BMNB y del PSL indican un pulso magmático claramente definido hacia 90 Ma, hasta ahora desconocido en Sonora central, y edades aparentes de recalentamiento que pudieran corresponder a otro pulso magmático hacia 62 Ma. El comportamiento de REE y los valores de Y, Sr/Y, Yb<sub>N</sub> y (La/Yb)<sub>N</sub>, permiten ubicar estas rocas en el campo adakítico, originadas a partir de un magma cuya restita contenía granate y hornblenda, con contaminación parcial de la cuña del manto y de corteza continental.

Los yacimientos de skarn de La Esperanza se relacionan regularmente con la zona de contacto entre el cuerpo hipabisal-subvolcánico del PSL y un paquete de calizas paleozoicas. Existe una zonación que se define desde la intrusión fresca del pórfido hacia la roca encajonante como sigue:

- Zona de intrusión con minerales de skarn retrógrado en mayor proporción que los de skarn progrado.
- Zona de endoskarn con granate en mayor proporción que piroxeno.
- Zona de exoskarn también con granate en mayor proporción que piroxeno.
- Zona de mármoles con más o menos wollastonita, skarns de reacción, hornfels y cuarcita.

La mineralogía del skarn progrado es de granate con piroxeno, mientras que en el retrógrado es de carbonato, cuarzo, clorita, epidota, feldespato y hematita. La composición de los granates es de Gr<sub>0-16</sub> Ad<sub>99-83</sub>  $Py_{1-6}$  y de  $Gr_{41-78}$  Ad<sub>58-16</sub>  $Py_{1-13}$ , y la de los piroxenos es diopsídica con  $Di_{90.96}$  Hd $_{10-03}$  Jo $_{<1}$ . La mineralogía metálica consta de calcopirita, esfalerita, pirita, magnetita y hematita; los valores de Ni y Co se encuentran en el mineral siegenita, que en este caso tiene una composición de  $(Ni_{2.05} Fe_{0.19} Co_{0.75})_{2.99} S_{3.97}$ . Los estudios microtermométricos indican temperaturas de 385 a 700°C para la formación del skarn progrado, y de entre 180 y 385°C para el skarn retrógrado, en el que se incluyen los sulfuros y la magnetita; la pirita y la siegenita pudieron haberse depositado entre 250 y 300°C y la esfalerita-calcopirita-magnetita entre 180 y 300°C; finalmente, una fase hidrotermal tardía de hematita, con valores metálicos residuales, debió formarse a menos de 180°C. En el P, se observa que coexisten fluidos bajosaturados y sobresaturados con temperaturas de homogeneización totales de 325 a 348°C, lo cual se interpreta como producto del atrapamiento de un fluido heterogéneo en condiciones de ebullición. Los isótopos de azufre permiten interpretar que el azufre es compatible con una firma magmática, las condiciones de fugacidad de oxígeno (log fO<sub>2</sub>) van de -15 a -25 en el skarn progrado y de -30 a -39 para el retrógrado, mientras que el pH siempre es inferior a 7. El factor que causó la precipitación de la mineralización debió ser un decremento en la temperatura y un cambio en las condiciones de oxidación-reducción del fluido, provocado por la ebullición del mismo, a causa de un abatimiento de la presión.

### Skarns de hierro (Fe)

Algunos de los yacimientos de Fe más importantes en México se localizan en los estados de Colima y Michoacán, los cuales han sido clasificados de tipo skarn por Zürcher et al. (2001). Las compilaciones sobre depósitos de Fe en Sonora (Cabrera, 1983; Cendejas-Cruz, 1994) refieren que la mayor parte de las manifestaciones de este metal corresponden al tipo skarn; sin embargo, las dimensiones son modestas y no parece haber vacimientos con potencial superior a 10 Mt. Casi siempre, se trata de exoskarns desarrollados en rocas paleozoicas, vinculados a plutones batolíticos; no obstante, en los depósitos de Caracahui y Cerro de Oro (Tabla 4), las rocas reemplazadas corresponden al Cretácico Inferior, mientras que en el skarn El Garabato (Tabla 4), en el centro de Sonora, los horizontes calcáreos son de la Formación Tarahumara del Cretácico Superior. No existen trabajos a detalle de vacimientos específicos, sino que los informes, en su mayoría, son internos y consisten en evaluaciones económicas preliminares (Carbonell y Bustillos, 1963, 1964; Hernández, 1981; González y Rodríguez, 1991).

El único skarn de Fe estudiado en detalle ha sido El Garabato (Robles-Andrade, 2007), localizado a 11 km al sureste de Suaqui Grande (Figura 5), el cual consiste en varios cuerpos minerales que no han sido evaluados en detalle; sin embargo, se puede estimar reservas mínimas del orden de 100,000 t con leyes superiores a 45% de Fe y, de acuerdo con sus características mineralógicas, es considerado como un depósito típico de skarn de Fe.

El ambiente geológico está dominado por rocas volcánicas y vulcano-sedimentarias de la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949), que han sido intrusionadas por rocas plutónicas pertenecientes al Batolito de Sonora, el cual aflora a 4 km al norte y al sur del área de los depósitos. La Formación Tarahumara, en el área de El Garabato, ha sido descrita en detalle por Robles-Andrade (2007), dividiéndola en tres miembros: Un miembro inferior de 380 m de espesor, que consiste en derrames de andesita y andesita basáltica y, hacia arriba, tobas cristalinas y cristalolíticas con algunos horizontes calcáreos; un miembro medio de 1,000 m de espesor, dividido en tres unidades que se componen de tobas líticas, tobas cristalinas, derrames andesíticos y dacíticos, tobas soldadas, derrames porfídicos masivos de andesita-dacita, tobas andesíticas y dacíticas y, finalmente, brechas volcánicas; y un miembro superior de 500 m de espesor, que consiste en derrames riodacíticos y riolíticos, con algunas intercalaciones de tobas riolíticas.

Una toba del miembro inferior fue fechada por U-Pb en zircones, arrojando una edad de 89 Ma (Mc-Dowell et al., 2001), mientras que otra del miembro superior, fechada por el mismo método, dio una edad de 70.2 Ma (McDowell et al., 2001).

El depósito El Garabato se ubica estratigráficamente entre el miembro inferior y medio antes descritos. Consiste en cuerpos estratiformes de skarn, que se alojan en un horizonte que corresponde a un protolito de calizas impuras, con evidencias de mineralización a lo largo de una distancia de 1,500 m. Sin embargo, la zona más importante aloja cuerpos de Fe a lo largo de unos 400 m, siguiendo una dirección general N10°-20°E, con una inclinación de 30°-60° al SE. El comportamiento en planta es en tres zonas mineralógicas distribuidas siguiendo la dirección de los skarns: (1) granate>>piroxeno y granate>piroxeno en la parte central; (2) piroxeno  $\geq$  granate en la parte sur; y (3) alteración retrógrada con actinolita-tremolita>granatepiroxeno en la parte centroseptentrional, con una zona de silicificación más al norte que es claramente hidrotermal y posterior a la formación del skarn. Esta zonificación mineralógica sugiere la presencia de un cuerpo intrusivo, seguramente batolítico bajo la parte central, el cual no aflora en el área del yacimiento.

El comportamiento en sección de los depósitos se caracteriza por magnetita masiva en la base, cambiando hacia arriba a una asociación mineralógica de tipo skarn progrado y retrógrado, seguida de mármoles y finalmente de una caliza recristalizada. El skarn progrado se caracteriza por granates de la serie grosularita-andradita y por piroxenos de la serie diópsido-hedenbergita. El skarn retrógrado contiene actinolita-tremolita, calcita, clorita, epidota, cuarzo, magnetita y hematita.

Los cuerpos mineralizados son al menos ocho en afloramientos decamétricos con abundante magnetita masiva y, en menor proporción, en vetillas centimétricas. La mineralización predominante es de magnetita en mayor proporción que hematita, formada ésta por el proceso de martitización. No se conoce la edad de los depósitos, pero deben ser posteriores a 70 Ma, vinculados seguramente a la edad de la granodiorita plutónica.

### Skarn de wollastonita

No se conoce la presencia de muchos yacimientos minerales no metálicos en zonas de contacto que no sean de grafito. Estos últimos abundan en Sonora en las regiones de San José de Moradillas, Tónichi y Álamos, relacionados con rocas detríticas del Grupo Barranca pero, dada la pobre información sobre su formación y origen, no son considerados en este trabajo. Entre las manifestaciones importantes de minerales no metálicos en ambientes de skarn se tiene depósitos de talco en las inmediaciones de Villa Pesqueira y los yacimientos de wollastonita de Pilares y San Martín al noroeste de Hermosillo. No existe información geológica precisa de estos depósitos, con sólo pobres observaciones de la mina de Pilares, las cuales se resumen a continuación.

El yacimiento de Pilares se localiza a 60 km al NW de Hermosillo y se cataloga como el depósito y la mina de wollastonita más grandes del mundo. Actualmente, se considera que Sonora produce casi la totalidad de este mineral en México; una mínima parte procede de depósitos muy conocidos en Zacatecas (Lefond, 1975). El depósito fue descubierto en 1983 y contiene más de 100 Mt de mineral con más de 60% de wollastonita. Las instalaciones de la mina y la planta de beneficio tienen capacidad para producir 240,000 t de mineral al año. La mina produce, además, calcita como subproducto. En las cercanías, se localiza otro yacimiento similar llamado San Martín, en el cual se tiene cubicado al menos 1 Mt de wollastonita.

La geología del área del depósito se caracteriza por una serie de rocas paleozoicas de posible edad pérmica (Poole et al., 2000), que consisten en caliza gris de estratificación gruesa con pedernal con un rumbo casi E-W, con inclinaciones entre 31° y 70° al norte, las cuales han sido afectadas por una roca intrusiva de composición granodiorítica, de dimensiones batolíticas y de edad laramídica. El yacimiento mineral está constituido por skarnoides de wollastonita masiva, intercalados con bandas de wollastonita, calcita y pedernal. La wollastonita es de color blanco con variaciones a crema, lustre perlado y granulometría variada. Además, contiene como minerales asociados calcita, diópsido, cuarzo y granate escaso. La ley promedio es superior a 60% de wollastonita. La forma y tamaño de los cristales es (1) acicular, de hasta 1 cm de largo; (2) plumosa; (3) de hojuelas radiales; o (4) en masas finas (cristales menores que 0.5 mm) afieltradas. Además del skarnoide de importancia económica, se observa silicificación y recristalización de las calizas.

### Depósitos de oro orogénico

Comúnmente, los depósitos de oro denominados como "oro mesotermal", de tipo mother lode o del Arqueano, son prácticamente subtipos de un tipo de depósitos de oro epigenéticos, constituidos por sistemas de vetas controladas estructuralmente, con la particularidad de encontrarse estrechamente asociados a terrenos metamórficos deformados, con edades que representan prácticamente toda la escala de tiempo geológico (Bohlke, 1982; Colvine et al., 1984; Berger, 1986; Groves y Foster, 1991; Nesbitt, 1991; Hodgson, 1993; Kerrich, 1993; Robert, 1996; Groves et al., 1998). Generalmente, estos depósitos se encuentran asociados a cinturones metamórficos con facies de esquistos verdes del Arqueano (greenstone belts). La formación de los depósitos de oro relacionados con cinturones metamórficos ha sido episódica a lo largo de la historia geológica, principalmente antecediendo al Neoproterozoico, con eventos importantes entre 2,800 y 2,550 Ma, y entre 2,100 y 1,800 Ma (Goldfarb et al., 2001). No obstante, en algunos depósitos, el metamorfísmo puede presentar variaciones a mayor o menor grado dentro del mismo cinturón metamórfico (McCuaig et al., 1993; Hagemann et al., 1994).

El marco tectónico en que se forman estos depósitos de oro es el de márgenes continentales activos, ya sea en orogenias del tipo acrecional o colisional, en un régimen compresivo a transpresivo. La mineralización de oro se encuentra característicamente en las rocas metamórficas localizadas al frente del arco continental, comúnmente mostrando un fuerte control estructural en estructuras de segundo y tercer orden. Generalmente, estas estructuras son compresionales, de gran escala y, por lo general, transcorticales, por lo que pueden ser de naturaleza dúctil o frágil. Por ejemplo, las estructuras pueden presentar diferentes variaciones, como: (1) fallas de naturaleza frágil hasta zonas de cizalla (dúctiles), de alto a bajo ángulo, de movimiento inverso a desplazamiento lateral u oblicuo; (2) sistemas de fracturas, zonas de *stockwork* o brechas en rocas competentes; (3) zonas de foliación o a lo largo de ejes de pliegues en secuencias de turbiditas.

Los depósitos mesotermales de oro están caracterizados por sistemas de vetas en las que predomina el cuarzo, generalmente con pocos sulfuros ( $\leq$ 3–5%), por lo regular pirita y arsenopirita, con carbonatos ( $\leq$ 5–15%), a menudo ferríferos. Los minerales de ganga encontrados comúnmente en vetas relacionadas con rocas de facies de esquistos verdes son: albita, muscovita o fuchsita (mica rica en Cr), clorita, scheelita y turmalina. Las relaciones de Au:Ag oscilan entre 10:1 a 1:1. Comúnmente, estos depósitos exhiben un enriquecimiento en elementos como As, B, Bi, Hg, Sb, Te y W, además de mostrar un ligero enriquecimiento en Cu, Pb, y Zn (Groves et al., 1998).

La naturaleza de los fluidos involucrados en el depósito de la mineralización de oro se caracteriza por tener un pH casi neutro, con baja salinidad, y por contener compuestos de  $H_2O-CO_2 \pm CH_4$ , los cuales transportaron el oro como un complejo de azufre reducido. Una característica muy notoria de estos fluidos es la concentración elevada de  $CO_2$  (>5 mol%). Los análisis de inclusiones fluidas y otros estudios geotermobarométricos generalmente indican condiciones de presión de 1 a 3 kbar y temperaturas de alrededor de 300  $\pm$  50°C (Groves y Foster, 1991; Nesbitt, 1991); no obstante, recientemente los rangos de presión y temperatura han sido extendidos a <1–5 kbar y a 180–700°C, respectivamente (Groves, 1993; Ridley et al., 1996; Groves et al., 1998).

Dadas las características generales mencionadas líneas arriba y el contexto tectónico en el que se forman estos depósitos de oro, y considerando que a lo largo de las últimas décadas han sido utilizados diferentes términos en la literatura para denominar a estos depósitos, Groves et al. (1998) propusieron la expresión "depósitos orogénicos" de oro. Retomando los prefijos originalmente utilizados por Lindgren (1933), y siguiendo posteriormente lo sugerido por Hagemann et al. (1994) y Ridley et al. (1996), las subdivisiones recomendadas para estos depósitos son: (1) depósitos epizonales, cuyas profundidades de formación varían desde la superficie hasta los 6 km, con temperaturas oscilando entre 150 y 300°C; (2) depósitos mesozonales, que se forman entre 6 y 12 km, con un rango de temperatura de 300 a 475°C; y (3) depósitos hipozonales, que se forman a profundidades mayores a los 12 km, con rangos de temperatura excediendo los 475°C.

La provincia fisiográfica de "Sierras y Llanuras" en el desierto de Sonora, en el noroeste de México, se caracteriza por albergar un cinturón metalogenético con orientación NW-SE, constituido principalmente por depósitos de oro (Silberman et al., 1988; Pérez-Segura et al., 1996). Este cinturón se extiende desde Sonoyta hasta Benjamín Hill, con dimensiones de ~300 km de largo y ~90 km de ancho. Anteriormente, algunos de estos depósitos de oro fueron clasificados como depósitos de oro estructuralmente controlados (Silberman et al., 1988), como depósitos de vetas mesotermales auríferas (Albinson, 1989), y como depósitos de vetas mesotermales y de zona de cizalla en terrenos ígneos metamórficos (Pérez-Segura, 1993). La Figura 6 muestra los depósitos y prospectos más importantes conocidos de este tipo de yacimientos en el noroeste de Sonora, y la Tabla 5 delinea las características geológicas y mineralógicas de sólo algunos de ellos, ya que de una gran parte no se tiene información confiable.

Los depósitos de oro de este cinturón metalogenético se caracterizan principalmente por la asociación constante con rocas metamórficas del Precámbrico, generalmente con metamorfismo de facies de esquistos verdes, aunque algunos depósitos se hospedan en rocas que varían en tipo (volcánicas y vulcano-sedimentarias), y edades que van desde el Proterozoico hasta el Eoceno, con variaciones en su facies metamórfica, pasando de esquistos verdes a granulitas (Araux-Sánchez, 2000; Noriega-Martínez, 2006; Quintanar-Ruiz, 2008). Sin embargo, existen casos en que las vetas con oro se encuentran hospedadas en cuerpos intrusivos, como sucede en rocas leucograníticas en los depósitos de San



Figura 6. Distribución y localización de los depósitos de tipo oro orogénico más importantes en el estado de Sonora. La explicación de los números correspondientes a los distintos depósitos ilustrados en esta figura se da en la Tabla 5.

Francisco (Pérez-Segura et al., 1996), en Estación Llano, y La Choya (Thoms, 1998) (Figura 6).

Los depósitos de oro del mencionado cinturón metalogenético con orientación NW-SE en Sonora, y otros depósitos de oro del suroeste de Estados Unidos, como los de California (Mezquite, Picacho, Cargo Muchacho, etc.), se caracterizan por estar espacialmente localizados a lo largo de la traza de la postulada estructura regional Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979). La mineralización en la mayoría de los depósitos está estructuralmente controlada principalmente en sistemas NW-SE y NE-SW, producto de la compleja historia de deformación en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos (Staude y Barton, 2001; Quintanar-Ruiz, 2008). La mineralización comúnmente se encuentra relacionada a vetas de cuarzo, en ocasiones en zonas de cizalla y zonas de stockwork asociadas a fallas de bajo ángulo y brechas. Los minerales asociados a las vetas de cuarzo con oro consisten en turmalina, hematita, ankerita, pirita, galena, esfalerita y calcopirita, entre otros (Tabla 5).

Las determinaciones de edades de la mineralización en este tipo depósitos en Sonora son escasas, y solamente se cuenta con algunos datos geocronológicos utilizando los métodos K-Ar y Ar-Ar, generalmente en muscovita que se encuentra asociada a las vetas, o en muscovita perteneciente a ciertos eventos hidrotermales con el propósito de constreñir indirectamente

Sonora.
de
estado
el
en
orogénico
)ro
de c
os e
sit
spó
de
los
de
económicas
geológicas y
Características
5.
ola
Tał

#*. Nombre #* depósito	Au (Moz)	Ton. (Mt)	Ley (g/t)	Rumbo de estructura	Roca encajonante	Morfología	Alteración	Mineralogía	Geoquímica	Edad	Ref.
1 Quitovac				NW-SE	Gr y Esq (Pc)	Vetas Qtz, network	Ser, Qtz	Au, Py, Gn, Ccp		1.78–1.69 Ga U-Pb Gr, 65 Ma Ar-Ar Ms	5
2 La Choya	0.35	4.3	1.3	NW-SE	Grd (Jur)	Vetas Qtz, bajo ángulo	Ser, Chl, Qtz, Ank, Sd	Au, Py, Wft, Ser		Gr 166 Ma, 48–52 Ma Ar-Ar Ms	4, 12
3 La Herra- dura	>3.0	67.6	1.1	N25W	Gneis qtz-feld (Pc)	Vetas, <i>en échelon</i> , stockwork	Qtz, Ser, Ank, Sd	Au, Py, Gn, Wft, Sp	H <sub>2</sub> O-CO <sub>3</sub> , Th 260–295°C. $\delta^{44}$ S = +3.1 a +6.1%0. $\delta^{18}$ O = +14 a +16%0. 1.6–2.7 Kb	1.7 Ga U-Pb Gr, 167.8–159 Ma meta- and, 61 Ma Re-Os Py-Mag	3, 10
4 Tajitos				N50−60°W	And y Riol (Jur)	Vetas Qtz	Ser, Qtz, Chl, Cal	Au, Gn, Ccp, Ttt, Py	$H_2O-CO_2$ y $H_2O$ , Th < 200°C. $\delta^{18}O = 16\%_0$ Qtz	144 Ma K-Ar Anf, 49.2 Ma K-Ar Ser	6, 7, 11
5 Juárez-San Francisco				N60-70°W N40-60°W	Ar-Riol metamór- ficas (Jur)				Th 230–370°C; 3.3–3.8 km		9
6 Sierra Pinta			7–23	N22-35°E	Grd (Ks-Ti)	Vetas Qtz	Ser, Qtz, Cal	Au, Py, Sp, Gn	H,O-CO., Th 280–310 y 130–200°C	54.8 Ma K-Ar Ms, 12.8 y 11.5 Ma TF en apatita	1, 2
24 San Fran- cisco	0.61	22.6	0.84	M°07-08N	Grd (T), Gr y Anf (Pc)	Vetas, <i>network</i>	Qtz, Ser, Tur, Chl, Ab. Cal, Act	Au, tels Au, Au-Ag, Gn, Py, Mbd, Wfn	H <sub>2</sub> O-CO <sub>3</sub> , Th 260–300 y H <sub>2</sub> O Th 150–180°C	>911 Ma Ar-Ar Anf, 41 Ma Ar-Ar Ser, 27 Ma Bt	8, 9
8 El Chanate	0.83	39.5	0.66	WNW- ESE	Ar, Cgl, Lim, (Ks)	Vetas Qtz, <i>stockwork</i>	Qtz, Ser	Au, ele, Sp, Gn, Py, Apy, Bn		Post K Sup	15, 16
14 Carina				N45-60°W	Gr (Pc)	Vetas Qtz	Ser, Qtz	Au, Gn, Ccp, Py	H <sub>2</sub> O-CO <sub>2</sub> , Th 290°C		13
20 El Tiro				N15°E	Grd (Pc)	Vetas Qtz	Ser	Au, Py	H <sub>2</sub> O-CO <sub>2</sub> , Th 279°C		14
17 San Félix				M20∘W	Ar, Lim, And (Tr-Jur)	Vetas Qtz, <i>network</i>	Ser	Au, Py, Gn	H <sub>2</sub> O-CO <sub>2</sub> , Th 251–277°C, Prof >4 km		17
#*: Número de n (1) Quitovac; (2) (11) México Nue	nina en La Chc vo; (12	la Fig iya; (3 ) La C	ura 6. ) La H oronei	<sup>[</sup> erradura; (4 la; (13) La l	l) Tajitos; (5) Juź Jnión; (14) Cari	irez-San Francisco; ( na; (15) La Jova; (16	6) Sierra Pinta; (7) 3) San Miguel; (17)	San Francisco; (8) ) San Félix; (18) V	El Chanate; (9) Cinco He eta Amarilla; (19) El Arge	ermanos; (10) Noch onauta; (20) El Tiro	e Buena; r; (21) El

Boludo; (22) La Ciénega; (23) San Francisco, Estación Llano; (24) Banco de Oro; (25) La Chicharra. (11) :#

Abreviaciones: Actinolita (Act), Albita (Ab), Biotita (Bt), Calcita (Cal), Calcopirita (Cop), Clorita (Chl), Cuarzo (Qtz), Esfalerita (Sp), Galena (Gn), Sericita (Ser), Siderita (Sd), Telururos (tels), Tetraedrita (Ttr), Turmalina (Tur), Wulfenita (Wfn), Granito (Gr), Granodiorita (Grd), Esquisto (Esq), Anfibolita (Anf), Arenisca (Ar), Limolita (Lim), Conglomerado (Cgl), Andesita (And), Riolita (Riol), TF (trazas de fisión). Fuentes: (1) Araux-Sánchez, 2000; (2) Consejo de Recursos Minerales, 2000; (3) De la Garza et al., 1998; (4) Durgin y Terán, 1996; (5) Iriondo y Atkinson, 2000; (6) Noriega-Martínez, 2006; (7) Pérez-Segura, 1993; (8) Pérez-Segura et al., 1996; (9) Poulsen et al., 2007; (10) Romero-Valle, 2005; (11) Silberman et al., 1988; (12) Summers et al., 1998; (13) Ornelas-Macías y Verdugo-Noriega, 2009; (14) Pérez-Segura, 1985; (15) Pérez-Segura, 2008; (16) Clark et al., 1988; (17) Albinson, 1989. el evento mineralizante de oro (Pérez-Segura et al., 1996). El rango de edad para los depósitos de oro en Sonora coincide con la orogenia Laramide y a una parte del Terciario medio (Leonard, 1989; Staude y Barton, 2001). Iriondo y Atkinson (2000) reportan un rango de edad de 60 a 48 Ma para la mineralización de oro en la región de Quitovac. Araux-Sánchez (2000) presenta una edad de  $54.8 \pm 1.4$  Ma para la mineralización en Sierrita Pinta, mientras que Pérez-Segura (1993) reporta una edad de  $49.2 \pm 2$  Ma en muscovita de vetas en Tajitos. Recientemente, Quintanar-Ruiz (2008), reporta una edad de  $61.0 \pm 2.1$  Ma de Re-Os en pirita y magnetita asociada a la mineralización de oro en el depósito La Herradura. Para el depósito San Francisco, en Estación Llano (Figura 8), Pérez-Segura et al. (1996) utilizaron criterios de campo y datos geocronológicos para constreñir la edad del evento mineralizante de oro entre 41 y 27 Ma.

Dada la estrecha relación espacial de los depósitos de oro con la postulada Megacizalla Mojave-Sonora, cabe la posibilidad de que también exista una relación temporal, lo que favorecería la hipótesis de que esta megaestructura haya desempeñado un papel importante en la formación de estos depósitos. Sin embargo, los datos geocronológicos que se muestran en la Tabla 5 comprenden un rango de edad de mineralización que va desde 60 hasta >27 Ma (Pérez-Segura et al. 1996; Iriondo y Atkinson, 2000). Este rango de edad coincide perfectamente con el período de la orogenia Laramide y precede los eventos tectónicos distensivos del Cenozoico (Iriondo y Atkinson, 2000). No obstante, se conoce que las zonas de sutura o las estructuras transcorticales, comúnmente están relacionadas con la formación de los depósitos orogénicos de oro. Por lo tanto, estructuras de gran escala como la postulada Megacizalla Mojave-Sonora, parecería no tener relación génetica con este tipo de depósitos, pero bien pudo haber condicionado zonas de debilidad en la corteza superior para la formación posterior de este tipo de depósitos de oro.

Recientemente, Noriega-Martínez (2001) muestra evidencias de dos etapas de mineralización en los depósitos Tajitos y Juárez-San Francisco. La primera de ellas se produce a los  $49.2 \pm 2$  Ma (Pérez-Segura, 1993), cuyas vetas presentan evidencia de haber sido afectadas por un evento de deformación. Tomando en consideración relaciones de campo en los depósitos de Tajitos y Juárez-San Francisco, la segunda etapa mineralizante habría sucedido poco antes de los 27–26 Ma (Noriega-Martínez, 2001). Esto conduce a pensar en la compleja historia tectónica durante la orogenia Laramide, cuando eventos compresivo-transpresivos tuvieron lugar a lo largo de la orogenia, dando como resultado una serie de depósitos orogénicos de oro, formando un cinturón NW-SE en el noroeste de México, los cuales posteriormente fueron afectados por los eventos distensivos del Cenozoico.

# **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

Sin duda, el estado de Sonora no sólo cuenta con un mayor número de depósitos minerales que los aquí descritos, sino que tiene una gran diversidad de tipos de vacimientos que varían en edad, roca hospedante y ambiente tectónico, los cuales, por razones de espacio, no fueron incluidos. Sin embargo, muchos de ellos guardan una relación genética con algunos de los depósitos aquí descritos; por ejemplo, la mineralización en el centro de Sonora de Be, Zr, U, REE, W, Mo, etc., asociada a cuerpos pegmatíticos en cúpulas batolíticas de cuerpos graníticos laramídicos profundos, exhumados a partir de la fuerte distensión acaecida durante gran parte del Cenozoico, los cuales podrían corresponder a partes profundas de los sistemas de pórfidos de cobre. En cambio, otros no tienen una explicación clara, como los depósitos de barita sedimentaria hospedada en sedimentos paleozoicos de aguas profundas en el centro de Sonora, pero que bien pudieran tener una relación espacial y genética con cuerpos estratiformes de Pb-Zn (SEDEX), como ha sido sugerido por Turner y Einaudi (1986). Otro ejemplo son los depósitos de tipo IOCG, cuya presencia en Sonora se ha especulado recientemente. También, se pueden incluir los grandes depósitos de placer de oro en el noroeste del estado, donde no se conoce la fuente del oro y su relación genética. Además, se tiene la presencia de grandes cuerpos evaporíticos y de salmueras, de los que no se conoce su fuente y modo de formación a lo largo y ancho del estado, dentro de cuencas terciarias de extensión.

Otro punto importante es la distribución espacial que guardan los tipos de depósitos descritos en la obra presente. Al respecto, los depósitos de oro orogénico presentan una clara separación entre ellos en espacio y tiempo, sugiriendo un estilo tectónico, estructural y genético único, mientras que los pórfidos de cobre, depósitos epitermales y skarns parecen tener una conexión genética.

No hay duda de que, a la fecha, se cuenta con suficiente información confiable, y creemos que muchos estudiosos de los yacimientos minerales tienen ideas claras sobre el potencial geológico-económico que guarda el estado de Sonora; no obstante, también queda claro que aún falta mucho por hacer y que, seguramente, el nuevo cúmulo de datos sobre la génesis de los yacimientos minerales, aunado a la fuerte inversión en exploración que existe en la actualidad por el atractivo precio de los metales, deberán incrementar el nivel de conocimiento actual, no solo en el estado de Sonora sino en todo México.

#### AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento al Ing. Francisco Cendejas Cruz, por dedicar parte de su valioso tiempo a la revisión del manuscrito, aportando valiosos e interesantes comentarios. De la misma manera agradecemos al comité editorial y, en especial, al Dr. Thierry Calmus por otorgarnos el tiempo suficiente para la total finalización del presente escrito.

## **R**EFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albino, G.V., y Margolis, J., 1991, Differing styles of adularia-sericite epithermal deposits—Contrasts in geologic setting and mineralogy: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 23, núm. 5, p. A230 (resumen).
- Albinson, T.F., 1989, Vetas mesotermales auríferas del sector norte del estado de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional 18, Acapulco, Gro., Memorias, p. 19–40.
- Albinson, T.; Norman, D.I.; Cole, D.; y Chomiak, B., 2001, Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico—constraints from fluid inclusions and stable isotope data: Society of Economic Geology, Special Publication 8, p. 1–32.

- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1977, U- Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: Economic Geology, v. 72, p. 827–836.
- Anderson, T.H., y Silver, T.H., 1979, The role of the Mojave-Sonora Megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, *in* Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Geology of northern Sonora: University of Pittsburgh y Universidad Nacional Autónoma de México, Geological Society of America Annual Meeting, San Diego, Guidebook, Fieldtrip 27, p. 59–68.
- Andrews, A.J., 1986, Silver vein deposits—summary of recent research: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1459– 1462.
- Araux-Sánchez, Elizabeth, y Vega-Granillo, R., 1984, Geología y yacimientos minerales de la sierra La Campanería, municipio de Bacanora, Sonora central: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis profesional, 159 p. (inédita).
- Araux-Sánchez, Elizabeth, 2000, Geología y yacimientos minerales de la Sierra Pinta, Municipio de Puerto Peñasco, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 121 p. (inédita).
- Arellano-Morales, R., 2004, Caracterización geoquímica y estudio de inclusiones fluidas del prospecto El Alacrán, Cananea, Sonora, México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 122 p. (inédita).
- Ashley, R.P., 1982, Occurrence model for enargite-gold deposits, *in* Erickson, R.L., ed., Characteristics of mineral deposit occurrences: United States Geological Survey, Open File Report 82-795, p. 144-147.
- Barton, M.D.; Staude, J.M.; Zürcher, Lukas; y Megaw, P.K.M., 1995, Porphyry copper and other intrusion-related mineralization in Mexico, *in* Pierce, F.W., y Bolm, J.G., eds., Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 20, p. 487–524.
- Barra, F.; Ruiz, Joaquín; Valencia, Víctor; Ochoa-Landín, Lucas; Chesley, J.T.; y Zurcher, Lukas, 2005, Laramide porphyry Cu-Mo mineralization in northern Mexico—Age constraints from Re-Os geochronology in molybdenite: Economic Geology, v. 100, p. 1605-1616.
- Beltrán-Encinas, J.C., 2003, El uso de análisis estadístico multivariado denominado "Componentes Principales", como una herramienta más en la generación de blancos de exploración en el Distrito Minero de Santa Teresa, Municipio de Cucurpe, Sonora, México: Hermosillo, Universidad de Sonora. Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias (inédita).
- Bennett, S.A., 1993, Santa Teresa District, Sonora, Mexico—a gold exploration study aided by lithologic mapping, remote sensing analysis, and geographic information system compilation: Boulder, University of Colorado, tesis de maestro en ciencias, 272 p. (inédita).

- Berger, B.R., 1985, Geological-geochemical features of hot-spring precious-metal deposits, *in* Tooker, E.W., ed., Geological characteristics of sediment and volcanic-hosted disseminated gold deposits—search for an occurrence model: U.S. Geological Survey Bulletin 1646, p. 47–53.
- Berger, B.R., 1986, Descriptive model of low-sulphide Au-quartz veins. *in* Cox, D.P., y Singer, D.A., eds., Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, p. 183–186.
- Berger, B.R., y Henley, R.W., 1989, Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits with special reference to the Western United States: Economic Geology Monograph 6, p. 405–423.
- Bohlke, J,K., 1982, Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins: U.S. Geological Survey Open-file Report 795, p. 70–76.
- Bonham, H.F., Jr., 1988, Models for volcanic-hosted precious metal deposits—a review, *in* Schafer, R.W.; Cooper, J.J.; y Vikre, P.G., eds., Bulk mineable precious metal deposits of the western United States: Reno, Geological Society of Nevada, p. 259–271.
- Bowman, J.R., 1998, Stable-isotope systematics of skarns, *in* Lentz, D.R., ed., Mineralized intrusion-related skarn systems: Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 26, p. 99–145.
- Bonham, H.F., Jr., 1986, Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: University of Auckland, International Volcanological Congress, Hamilton, New Zealand, Symposium 5, p. 13–17.
- Buchanan, L.J., 1981, Precious metal deposits associated with volcanic environment in the Southwest, *in* Dickinson, W.R., y Payne, W.D., eds., Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 237–262.
- Burnham, C.W., 1979, Magmas and hydrothermal fluids, *in* Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: Nueva York, John Wiley & Sons, p. 71–136.
- Burnham, C.W., 1985, Energy release in subvolcanic environments—implications for breccia formation: Economic Geology, v. 80, p. 1515–1522.
- Bushnell, S.E., 1988, Mineralization at Cananea, Sonora, Mexico, and the paragenesis and zoning of breccia pipes in quartzfeldspathic rock: Economic Geology, v. 83, p. 1760–1781.
- Bustamante-Yáñez, M.A., 1986, Recursos mineros en el Estado de Sinaloa: GEOMIMET (México), núm. 142, p. 87-102.
- Cabrera, F.F., 1983, Los recursos minerales de fierro en Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis profesional, 56 p.
- Calienes, Luis, 1981, Gochico project, geology of the Carrizo mineral deposits, Álamos, Sonora: Servicios Industriales Peñoles, Informe técnico (inédito).
- Camprubí, Antoni, y Albinson, Tawn, 2006, Depósitos epitermales en México—actualización de su contenido y reclasificación

empírica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 58, núm. 1, p 27–82.

- Carbonell, C.M., y Bustillos, S.G., 1963, Yacimientos de fierro El Choro, Piedras Negras y La Caridad, en el municipio de Hermosillo, Sonora: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, informe técnico (inédito).
- Carbonell, C.M., y Bustillos, S.G., 1964, Yacimientos de fierro y manganeso en la región de Mazocahui, municipio de Baviácora, Sonora: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, informe técnico (inédito).
- Cendejas-Cruz, Francisco; Ramos-Cruz, S.G.; Terán-Martínez, G.E.; y Macedo-Palencia, R., 1994, Monografía geológicominera del estado de Sonora: Consejo de Recursos Minerales, 220 p.
- Cendejas-Cruz, Francisco; Sueff, A.R.; y Flores, L.S., 1981, Informe geológico de la visita al lote "San Eduardo", municipio de Pitiquito, Sonora: México, D.F., Consejo de Recursos Minerales, Archivo técnico (inédito).
- Cendejas-Cruz, Francisco, 1996, Resultados de la exploración a semidetalle del proyecto "El Cañón", municipio de Bacanora, Sonora: Pachuca, Hgo., Consejo de Recursos Minerales, Archivo técnico, (inédito).
- Clark, K.F.; Foster, C.T.; y Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico, Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 533–544.
- Clark, K.F.; Damon, P.E.; y Shafiqullah, M., 1988, Metallization epoch in relation to late Mesozoic and Cenozoic igneous activity, Sinaloa, Mexico, *in* Clark K.F.; Goodell, P.C.; y Hoffer, J.M., eds., Stratigraphy, tectonics, and resources of parts of Sierra Madre Occidental province, Mexico: El Paso Geological Society, Guidebook for the 1988 Field Conference, p. 343–362.
- 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 the Archean lode-gold deposits: Ontario Geological Survey Open-file Report 5524, 98 p.
- Coney, P.J., 1976, Plate tectonics and the Laramide orogeny: New Mexico Geological Society Special Publication 6, p. 5–10.
- Coolbaugh, D.F.; Osoria-Hernández, Amador; Echávarri-Pérez, Ariel; y Martínez-Muller, Remigio, 1995, El Arco pophyry copper deposit, Baja California, Mexico, *in* Pierce F.W., y Bolm, J.G., eds., Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Digest, v. 20, p. 524–534.
- Córdoba-M., J.A., 1986, Características geológicas del área de Puertecitos del distrito minero de Cananea, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora. Departamento de Geología, tesis profesional (inédita).
- Damon, P.E., y Mauger, R.L., 1966, Epeirogeny—Orogeny viewed from the Basin and Range province: Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining,

Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME), núm. 235, p. 99–112.

- Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; Roldán-Quintana, Jaime; y Cochémé, J.J., 1983, El batolito Laramide (90–40 Ma) de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 15, Guadalajara, Memorias Técnicas, p. 63–95.
- Deen, J.A., y Atkinson, Jr., W.W., 1988, Volcanic stratigraphy and ore deposits of the Moctezuma District, Sonora, Mexico: Economic Geology. v. 83, p. 1841–1855.
- Del Río-Salas, Rafael; Ochoa-Landín, Lucas; Ruiz, Joaquín; Aponte, B.M.; y Barra, F., 2006, Diferentes pulsos magmáticos mine-ralizantes registrados en el distrito minero de Cananea: Seminario Minero Internacional, 7, Hermosillo, Libro de Resúmenes (resumen).
- De la Garza, Víctor; Noguez, Benito, y Mayor, J., 1998, Geology of La Herradura gold deposit, Caborca, Sonora, Mexico, *in* Clark, K.F., ed., Gold deposits of northern Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists, Guidebook Series, núm. 30, p. 133–147.
- Dreier, J.E., y Braun, E.R., 1995, Piedras Verdes, Sonora, Mexico—A structurally controlled porphyry copper deposit, *in* Pierce, F.W., y Bolm, J.G., eds., Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 20, 535–543.
- Dunn, D.P., 1980, Petrology of the San Antonio scheelite skarn, Baviácora, Sonora, Mexico: Tempe, Arizona State University, tesis de maestría en ciencias, 79 p. (inédita).
- Durgin, D.C., y Terán, P.I., 1996, La Choya Au deposit, NW Sonora, Mexico, *in* Coyner, A.R., y Fahey, P.L., eds., Geology and ore deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Symposium, Proceedings, Reno/Sparks, Nevada, Abril 1995, p. 1369–1373.
- Einaudi, M.T.; Meinert, L.D.; y Newberry, R.J., 1981, Skarn deposits, *in* Skinner, B.J., ed., Economic Geology, Seventy-Fifth Anniversary Volume, p. 317–391.
- Einaudi M.T., y Burt, D.M., 1982, Introduction, terminology, classification, and composition of skarn deposits: Economic Geology, v. 77, p. 745–754.
- Einaudi, M.T.; Hedenquist, J.W.; y Inan, E.E., 2003, Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems transitions from porphyry to epithermal environments: Society of Economic Geologists Special Publication 10, p. 285–313.
- Espinosa-Perea, V.J., 1999, Magmatic evolution and geochemistry of the Piedras Verdes deposit, Sonora, Mexico: Tucson, University of Arizona, tesis de maestro en ciencias, 114 p. (inédita).
- Farfán, P.J.L., 2002, Caracterización de los yacimientos de skarn de Buenavista en Cananea, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 113 p. (inédita).

- Flores-Vázquez, I., 2006, Magmatismo Cretácico Tardío-Terciario temprano y P-T de emplazamiento para intrusiones relacionadas al depósito Suaqui Verde, centro-este de Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 106 p. (inédita).
- Flores-Vázquez, I.; Ochoa-Landín, Lucas; Valencia-Moreno, Martín; Valencia, V.A.; y Del Río-Salas, Rafael, 2004, Emplacement depths of porphyry copper-related plutons in the Suaqui Verde Deposit, east central, Sonora, Mexico: Sociedad Geológica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 4, Resúmenes, p. 190 (resumen).
- Giles, D.L., y Nelson, C.E., 1982, Epithermal lode gold deposits of the Circum-Pacific rim: American Association of Petroleum Geologists, 3rd Circum-Pacific Energy Mineral Resources Conference, Honolulu, Transactions, p. 273–278.
- Giggenbach, W.F., 2003, Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries, *in* Simmons, S.F., y Graham, I.J., Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids—Rulers and witnesses of processes within the Earth: Society of Economic Geologists Special Publication 10, p. 1–18.
- Goldfarb, R.J.; Groves, D.I.; y Gardoll, S., 2001, Orogenic gold and geologic time—a global synthesis: Ore Geology Reviews, v. 18, p. 1–75.
- González, G.A., y Rodríguez, P.T., 1991, Informe de la visita de reconocimiento geológico-minero efectuada en los cuerpos de fierro del Ejido Cerro de Oro, municipio de Rayón, Sonora: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, Informe técnico (inédito).
- Groves, D.I., 1993, The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia: Mineralium Deposita, v. 28, p. 366–374.
- Groves, D.I., y Foster, R.P., 1991, Archaean lode gold deposits, *in* Foster, R.P., ed., Gold metallogeny and exploration: Londres, Blackie, p. 63–103.
- Groves, D.I.; Goldfarb, R.J.; Gebre-Mariam, M.; Hagemann, S.G.; y Robert, F., 1998, Orogenic gold deposit—a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: Ore Geology Reviews, v. 13, p. 7–27.
- Gustafson, L.B., y Hunt, J.P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Economic Geology, v. 70, p. 857–912.
- Hagemann, S.G.; Gebre-Mariam, M.; y Groves, D.L., 1994, Surface-water influx in shallow-level Archean lode-gold deposits in Western Australia: Geology, v. 22, p. 1067–1070.
- Hayba, D.O.; Bethke, P.M.; Heald, P.; y Foley, N.K., 1985, Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits: Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 129–167.
- Heald, P.; Foley, N.K.; y Hayba, D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits—acid sulfate and adularia-sericite types: Economic Geology, v. 82, p. 1–26.

CALMUS, ED.

- Hedenquist, J.W., 1987, Mineralisation associated with volcanicrelated hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin, *in* Horn, N.K., ed., Transactions of 4th Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore: American Association of Petroleum Geologists, p. 513–524.
- Hedenquist, J.W.; Arribas, A., Jr.; y González-Urien, E., 2000, Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 245–277.
- Hernández, P.J., 1981, Informe de exploración geológica por fierro en área Chinovérachi, municipio de Bacanora, Sonora: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, Informe técnico (inédito).
- Hodgson, C.J., 1993, Mesothermal lode-gold deposits *in* Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I.; y Duke, J.M., eds., Mineral deposit modeling: Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 635–678.
- Iriondo, Alexander, y Atkinson, W.W., 2000, Orogenic gold mineralization along the proposed trace of the Mojave-Sonora Megashear—evidence for the Laramide Orogeny in NW Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 32, núm. 7, p. 393 (resumen).
- Kerrich, R., 1993, Perspectives on genetic models for lode-gold deposits: Mineralium Deposita, v. 28, p. 362–365.
- Leonard, K.R., 1989, Preliminary deposit-type map of northwestern Mexico: U.S. Geological Survey Open file Report 89-158, p. 505–525.
- Lindgren, Waldemar, 1933, Mineral deposits, 4.ª ed.: Nueva York, McGraw Hill, 930 p.
- Lefond, S.J., 1975, Industrial minerals and rocks: Nueva York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, 1360 p.
- Lowell, J.D., y Gilbert J.M., 1970, Lateral and vertical alterationmineralization zoning in porphyry ore deposits: Economic Geology, v. 65, p. 373–408.
- McDowell F.W., y Clabaugh S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Geological Society of America Special Paper 180, p. 113-124.
- McCuaig, T.C.; Kerrich, R.; Groves, D.I.; y Archer, N., 1993, The nature and dimensions of regional and local gold-related hydrothermal alteration in tholeiitic metabasalts in the Norseman goldfields—the missing link in a crustal continuum of gold deposits?: Mineralium Deposita, v. 28, p. 420–435.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in East-Central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, núm. 4, p. 521–531.
- Mead, R.; Kesler, S.E.; Foland, K.A.; y Jones, L.M., 1988, Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of Mexico: Economic Geology, v. 83, núm. 8, p. 1943–1965.

- Megaw, P.K.M.; Ruiz, Joaquín; y Titley, S., 1988, High temperature, carbonate hosted Ag-Pb-Zn (Cu) deposits of Northern Mexico: Economic Geology, v. 83, p. 1856–1885.
- Meinert, L.D., 1980, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks in the Cananea District, Sonora, Mexico: Stanford, Cal., Stanford University, Disertación doctoral, 232 p. (inédita).
- Meinert, L.D., 1982, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico: Economic Geology, v. 77, p. 919-949.
- Meinert, L.D. 1992, Skarns and skarn deposits: Geoscience Canada, v. 19, p. 919–949.
- Meinert, L.D.; Dipple, G.M.; y Nicolescu, S., 2005, World skarn deposits: Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume, p. 299–336.
- Meyer, C., y Hemley, J.J., 1967, Wall rock alteration, *in* Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: Nueva York, Holt, Rinehart and Winston, p. 166–235.
- Mills, A.R., y Hokuto, A.C., 1971, Geología y potencial del mineral de tungsteno del área de Baviácora, Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 9, Acapulco, Memorias Técnicas, p. 491–503.
- Mishler, R.T., 1928, Report of General Manager on the Tigre Leasing Company, S.A., year 1927: The Lucky Tiger Combination Gold Mining Co., Kansas City, MO., Informe privado, p. 14–15 (inédito).
- Montaño, T.R., 1988, Geología del área de El Tigre, noroeste de Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 135 p. (inédita).
- Münchmeyer, C., 1996, Exotic deposits-products of lateral migration of supergene solutions from porphyry copper deposits, *in* Camus, F., y Sillitoe, Richard, eds., Andean copper deposits—new discoveries, mineralization, styles and metallogeny: Society of Economic Geologists Special Publication 5, p. 43–58.
- Nesbitt, B.E., 1991, Phanerozoic gold deposits in tectonically active continental margins, *in* Foster, R.P., ed., Gold metallogeny and exploration: Glasgow, Blackie and Son, p. 104–132.
- Newberry, R.J., 1998, W- and Sn-skarn deposits—a 1998 status report, *in* Lentz, D.R., ed., Mineralized intrusion-related skarn systems: Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 26, p. 289–335
- Noriega-Martínez, O., 2006, Evidencias de dos etapas de mineralización de oro mesotermal en las áreas de Tajitos, Juárez-San Francisco, en la región de Caborca, Sonora, México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 81 p. (inédita).
- Ochoa-Landín, Lucas, y Echávarri, Ariel, 1978, Observaciones preliminares sobre la secuencia de las intrusiones hipabisales en el tajo Colorada-Veta del distrito minero de Cananea: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 1, p. 57–60.

- Ochoa-Landín, Lucas, y Navarro-Mayer, A., 1980, Historia geológica y tectónica del distrito de Cananea y alteración y minerali-zación de los tajos Colorada-Veta y Kino: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 2, núm. 2, p. 150–184.
- Ochoa-Landín, Lucas; Del Río-Salas, Rafael; y Valencia-Moreno, Martín, 2007, Expectativas de exploración por depósitos de Cu exótico en el noroeste de México: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Internacional de Minería, 27, Libro de resúmenes, p. 275–277 (resumen).
- Ornelas-Macías, A., y Verdugo-Noriega, G., 2009, Caracterización geológica, estructural y de mineralización en el área Carina, Municipio de Caborca, Sonora, México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura (inédita).
- Peabody, C.E., 1979, Geology and petrology of a tungsten skarn— El Jaralito, Baviácora, Sonora, Mexico: Stanford, Cal., Stanford University, tesis de maestría en ciencias, 84 p. (inédita).
- Pérez-Segura, Efrén, 1985, Carta metalogenética de Sonora 1: 250,000—una interpretación de la metalogenia de Sonora: Gobierno del Estado de Sonora, Publicación 7, 64 p.
- Pérez-Segura, Efrén, 1993, Los yacimientos de oro y plata de Sonora, México y sus relaciones con la geología regional, *in* Delgado-Argote, Luis, y Martín-Barajas, Arturo, eds., Contribuciones a la tectónica del Occidente de México: Unión Geofísica Mexicana, Monografía 1, p. 147–174.
- Pérez-Segura, Efrén, 2006, Estudio metalogenético de los yacimientos de Ni-Co (Cu-Zn) de La Esperanza, Sonora central—ca-racterización de los depósitos y relaciones con el magmatismo laramídico: Juriquilla, Qro., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, disertación doctoral, 214 p. (inédita).
- Pérez-Segura, Efrén, 2008, Geoquímica de los yacimientos de oro orogénico en Sonora, *in* Paz-Moreno, F.; Ortega-Rivera, Amabel; y Cázares, F., eds.: Actas INAGEQ. v. 18, núm. 1. p. 35–36.
- Pérez-Segura, Efrén, y Echávarri-Pérez, Ariel, 1978, Estudio mineralógico de la mina El Tecolote, municipio de Félix Gómez, Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 2, p. 106–118.
- Pérez-Segura, Efrén; Cheilletz, A.; Herrera-Urbina, Saúl; y Hanes, Y.J., 1996, Geología, mineralización, alteración hidrotermal y edad del yacimiento de oro de San Francisco, Sonora un depósito mesotermal en el noroeste de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 13, núm. 1, p. 65–89.
- Poole, J.J.; Amaya-Martínez, Ricardo; y Page, W.R., 2000, Silurian and Devonian carbonate-shelf rocks and Lower Jurassic sequence near Rancho Placeritos, west-central Sonora: Universidad de Sonora, Symposium on the Geology of north-

west Mexico and adjacent areas, 4, Hermosillo, Guide to Field Trip 2, 24 p.

- Poole, F.G.; Madrid, R.J.; y Oliva-Becerril, F., 1991, Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, Mexico, in Raines, G.L. et al., eds., Geology and ore deposits of the Great Basin, Volume 1: Reno, Geological Society of Nevada, p. 517–522.
- Prescott, B., 1926, The underlying principles of the limestone replacements of the Mexican Province: Engineering & Mining Journal, v. 122, p. 246–253, 289–296.
- Quintanar-Ruiz, F., 2008, La Herradura ore deposit—an orogenic gold deposit in northwestern Mexico: Tucson, University of Arizona, tesis de maestro en ciencias, 97 p. (inédita).
- Radelli, P.L., 1985, Scheelite deposits of central Sonora, Mexico: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, segunda época, v. 3, núm. 2.
- Ridley, J.; Mikucki, E.J.; y Groves, D.I., 1996, Archean lode-gold deposits—fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems: Ore Geology Review, v. 10, p. 279–293.
- Richard, Didier, 1991, De la subduction à l'extension intra-continentale—Plutonisme et gisements de tungstène de l'État de Sonora (Mexique): Orsay, Francia, Université de Paris-Sud, tesis doctoral, 745 p. (inédita).
- Robert, F., 1996, Quartz-carbonate vein gold, *in* Eckstrand, O.R.; Sinclair,W.D.; y Thorpe, R.I., eds., Geology of Canadian mineral deposit types: Boulder, Colo., Geological Society of America, The Geology of North America, v. P-1. p. 350– 366.
- Robles-Andrade, P., 2007, Caracterización geológica y mineralógica del skarn de hierro "El Garabato", municipio de Suaqui Grande, Sonora: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura 81 p. (inédita).
- Roldán-Quintana, Jaime, 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico, *in* Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., Studies in Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper 254, p. 69–80.
- Romero-Valle, J., 2005, Geología y métodos de exploración mina La Herradura, municipio de Caborca: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 55 p. (inédita).
- Rose, A.R., 1970, Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits: Economic Geology, v. 65, p. 920–936.
- Sandra, H.B.; Poole, F.G.; y Wang, Z., 2004, Comparison of some sediment-hosted, stratiform barite deposits in China, The United States, and India: Ore Geology, v. 24, p. 85–101.
- Sawkins, F.J., 1972, Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics: Journal of Geology, v. 80, p. 377–397.
- Salvatierra-Domínguez, E., 2000, Petrografía y geoquímica de los depósitos tipo pórfido cuprífero de La Fortuna de Cobre y El

Americano en el noroeste de México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestro en ciencias, 79 p. (inédita).

- Scherkenbach, D.A.; Sawkins, F.J.; y Seyfreid, W., Jr., 1985, Geologic, fluid inclusions, and geochemical studies of the mineralized breccias at Cumobabi, Sonora, Mexico: Economic Geology, v. 80, p. 1566–1592.
- Seedorff, Eric; Dilles, J.H.; Proffett, J.M.; Einaudi, M.T.; Zurcher, Lukas; Stavast, J.A.; Johnson, D.A., y Barton, M.D., 2005, Porphyry deposits—characteristics and origin of hypogene features: Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume, p. 251–298.
- Shafiqullah, M.; Damon, P.E.; Lynch, D.; Reynolds, S.J.; Rehrig, W.A.; y Raymond, R., 1980, Geochronology and geologic history of southwestern Arizona and adjacent areas, in Jenney, J.P., y Stone, Claudia, eds., Studies in western Arizona: Tucson, Arizona Geological Society Digest, v. 12, p. 201–260.
- Silberman, M.L.; Giles, D.A.; y Graubard, C., 1988, Characteristics of gold deposits in northern Sonora—a preliminary report: Economic Geology, v. 83, p. 1966–1974.
- Sillitoe, R.H., 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: Economic Geology, v. 67, p. 184–197.
- Sillitoe, R.H., 1973, The tops and bottoms of porphyry deposits: Economic Geology, v. 68, p. 799–815.
- Sillitoe, R.H, 1976, A reconnaissance of the Mexican porphyry copper belt: Royal School of Mines of London, Departament of Mining Geology, p. B170–B189.
- Sillitoe, R.H., 1977, Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism, *in* Gass, I., ed., Volcanic processes in ore genesis: Londres, Geological Society e Institution of Mining and Metallurgy, p. 99–116.
- Sillitoe, R.H., 1980, Types of porphyry molybdenum deposits: Mining Magazine, v. 142, p. 550–553.
- Sillitoe, R.H., 1988, Gold deposits in western Pacific island arcs the magmatic connection: Economic Geology Monograph 6, p. 274–291
- Sillitoe, R.H., 2000, Gold-rich porphyry deposits—descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery: Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 315–345
- Sillitoe, R.H., y Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits: Society of Economic Geologists Special Publication 10, p. 314–343.
- Sillitoe, R.H., 2010, Porphyry copper systems: Economic Geology, v. 105, p. 3–41.
- Staude, J.M., 1995, Epithermal mineralization in the northern Sierra Madre Occidental and metallogeny of northwestern Mexico: Tucson, University of Arizona, disertación doctoral, 248 p. (inédita).
- Staude, J.M., y Barton, M.D., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 1357–1374.

- Stewart, J.H., 1988, Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and accretion of Mexico: Geology, v. 16, p. 186–189.
- Taylor, B.E., y O'Neil, J.R., 1977, Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 63, p. 1–49.
- Titley, S.R., 1982, Geological setting of porphyry copper deposits, *in* Titley, S.R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits—southwestern North America, p. 37–58.
- Titley, S.R., y Beane, R.E., 1981, Porphyry copper deposits; Part I. Geological setting, petrology, and tectonogenesis, *in* Skinner, B.J., ed., Economic Geology Seventy-Fifth Anniversary Volume, p. 214–235.
- Thoms, J.A., 1998, Exploration and geology of the Choya Sur gold deposit, Sonora, Mexico, *in* Clark, K.F., ed., Gold deposits of northern Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists Guidebook 30, p. 157–176.
- Turner, R.J.W., y Einaudi, M.T., 1986, The geological setting and genesis of the south zone stratiform Pb-Zn-barite deposits—Macmillan Pass, Yukon, *in* Turner, R.J.W. y Einaudi, M.T., eds., The genesis of stratiform sedimenthosted lead and zinc deposits: Stanford University Publications, Geological Sciences, Conference proceedings, 20, p. 5–12.
- Valencia, V.A.; Ruiz, Joaquín; Barra, F.; Gehrels, G.; Ducea, M.; Titley, S.R., y Ochoa-Landín, Lucas, 2005, U/Pb zircon and Re/Os molybdenite geochronology from La Caridad porphyry copper deposit—insights for the duration of magmatism and mineralization in the Nacozari District, Sonora, Mexico: Mineralium Deposita, v. 40, p. 175–191.
- Valencia-Moreno Martín; Ochoa-Landín, Lucas; Noguez-Alcántara, Benito; Ruiz, Joaquín; y Pérez-Segura, Efrén, 2005, Estudio metalogenético del cinturón de pórfidos cupríferos del noroeste de México: Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, v. 58, núm. 1, p. 1–26.
- Valencia-Moreno, Martín; Ochoa-Landín, Lucas; Noguez-Alcántara, Benito; Ruiz, Joaquín; y Pérez-Segura, Efrén, 2007, Geological and metallogenetic characteristics of the porphyry copper deposits of Mexico and their situation in the world context: Geological Society of America Special Paper 422, p. 433–458.
- White, N.C., y Hedenquist, J.W., 1995, Epithermal gold deposits—styles, characteristics and exploration: SEG Newsletter, v. 23, núm. 1, p. 9–13.
- Wiese, J.H., 1945, Tungsten deposits of the southern part of Sonora, Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin 946-D, 27 p.
- Wilson, I.F., y Rocha, V.S., 1949, Coal deposits of the Santa Clara District, near Tonichi, Sonora, Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin B 0962-A.

- Wisser, Edward, 1966, The epithermal precious-metal province of northwest Mexico: Nevada Bureau of Mines, Report 13-C, p. 63–92.
- Wodzicki, W.A., 2001, The evolution of magmatism and mineralization in the Cananea district, Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists Special Publication 8, p. 243–263.
- Zawada, R.D.; Albinson, T.; y Abeyta, R., 2001, Geology of the El Crestón gold deposit, Sonora State, Mexico: Society of Economic Geologists Special Publication 8, p. 187–198.
- Zürcher, Lukas: Ruiz, Joaquín; y Barton, M.D., 2001, Paragenesis, elemental distribution, and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, Mexico: Economic Geology, v. 96, p. 535–557.