



Influencias termomecánicas del Granito La Escalerilla sobre el control estructural de las vetas wolframíferas de las minas San Román y La Puntana (La Carolina, San Luis, Argentina)

Eduardo A. ROSSELLO¹ y Teresita F. MONTENEGRO¹

¹ IGEBA (Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires). CONICET y Universidad de Buenos Aires, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

Email: ea_rossello@yahoo.com.ar

Editor: Marta B. Franchini

Recibido: 17 de octubre de 2022

Aceptado: 6 de abril de 2023

RESUMEN

Las vetas wolframíferas de las minas San Román y La Puntana constituyen una serie de cuerpos biextendidos cuarzosos que se distribuyen en una faja de unos 2 km de largo, con potencias submétricas y que fueron explotados entre las décadas del 40 y 70 mediante trincheras y socavones. Se disponen subparalelamente sobre el contacto del encajante metamórfico de la Formación San Luis con el Granito La Escalerilla, el cual ha sido asignado al Paleozoico inferior, ambas unidades típicas del basamento cristalino de la Sierra de San Luis. Se propone que, tardíamente, durante su emplazamiento ocurrieron cambios volumétricos que promovieron fenómenos termotectónicos vinculados con el control estructural de la mineralización por el desarrollo de espacios potenciales, subparalelos y cercanos al contacto, el cual estaba controlado por las anisotropías planares preexistentes del encajante esquistoso. Además, la contracción térmica diferencial del cuarzo durante el pasaje de β a α , con respecto a los demás constituyentes mineralógicos de la cúpula del granito, produjo durante su enfriamiento, una disminución de la presión con ebullición de los fluidos hidrotermales neumatolíticos enriquecidos en elementos inmiscibles. Este mecanismo generó, en las cúpulas del granito La Escalerilla, porosidad que permitió la concentración de fluidos enriquecidos en wolframio, los cuales migraron hacia las vetas suprayacentes con significativa ausencia de greisificación y pegmatización. Se propone que la potencia de las vetas está en relación con la disminución volumétrica del intrusivo a lo largo de su contacto, con tendencia a adelgazarse a medida que se alejan del mismo.

Palabras clave: control estructural, mineralización de W, contracción térmica diferencial, San Luis, Argentina.

ABSTRACT

Thermotectonic influences of the La Escalerilla Granite on the structural control of the tungsten veins of the San Román and La Puntana mines (La Carolina, San Luis, Argentina).

The tungsten-bearing veins of San Román and La Puntana mines constitute a series of quartz biextended bodies along about two km with potencies of the sub metric order that were exploited between the 40s and 70s through trenches and subsurface works. They are arranged in parallel on the contact of the metamorphic host of the San Luis Formation with the La Escalerilla Granite assigned to the lower Paleozoic, both units of the crystalline basement of the Sierra de San Luis. It is proposed that volumetric changes occurred during its late emplacement favored thermotectonic phenomena linked to the structural control of the mineralization by developing potential spaces subparallel to the vicinity of its controlled contact by the pre-existing planar anisotropies of its shale host rocks. In addition, the differential thermal contraction of the quartz during the passage from β to α , with respect to the other mineralogical constituents of the granite dome, produced during its cooling, a decrease in pressure with boiling of the pneumatolytic hydrothermal fluids enriched

in immiscible elements. This mechanism generated in the domes of the La Escalerilla granite porosity and the concentration of fluids enriched in tungsten that migrated towards the overlying veins with a significant absence of greissinification and pegmatization. It is proposed that the thickness of the veins is related to the volumetric decrease of the intrusive throughout its contact and that they tend to thin out as they move away from the contact of the intrusive body.

Keywords: structural control, W mineralization, differential thermal contraction, San Luis, Argentina.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos wolframíferos de San Román-La Puntana se ubican inmediatamente al sur de La Carolina, en el valle de Pancanta, a 70 km al norte de la ciudad de San Luis y se extienden en una faja de unos 2 km de largo (Fig. 1a, 1b). Estos depósitos, además de los distintos yacimientos de wolframio (wolframita y scheelita) emplazados en el basamento cristalino paleozoico de la Sierra de San Luis, son conocidos desde fines del siglo XIX. Se explotaron con mayor intensidad durante las dos guerras mundiales y su explotación continuó hasta 1977 (Angelelli 1984).

La mina San Román-La Puntana fue una de las más importantes del Distrito de Pancanta, el que está integrado además por las minas La Media Luna, San Ramón, El Porvenir, Pancanta, Diamante, 13 de Agosto, Don Manuel, Raquel y Pringles, localizadas más hacia el sur (Ramos et al. 1999, Brodtkorb et al. 1999, Sosa et al. 2001). Los depósitos principales están constituidos por mineralizaciones vetiformes subverticales de scheelita-wolframita con ganga de cuarzo, zoisita y biotita y se emplazan en el contacto entre la Formación San Luis y el granito La Escalerilla de edad cambro-orodivica. Ambas unidades están relacionadas con procesos del ciclo orogénico Famatiniano correspondientes a una fase

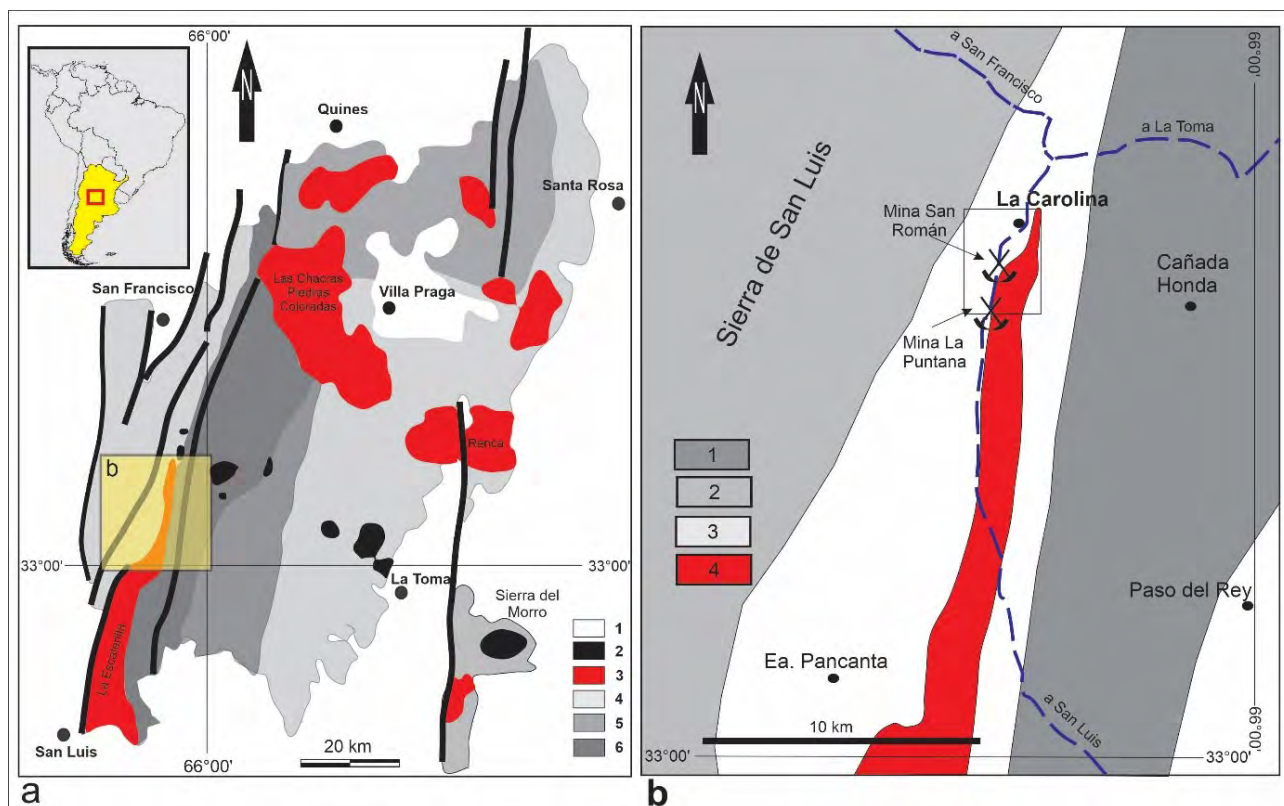


Figura 1. a) Localización de las mineralizaciones estudiadas de las minas de Wolframio de San Román-La Puntana ubicadas entre el Valle de Pancanta y La Carolina (rectángulo amarillo) sobre un esquema geológico regional del basamento cristalino de la Sierra de San Luis (simplificado de Sato et al. 2003 y von Gosen y Prozzi 1998). 1: Sedimentos neógenos, 2: Volcanismo Terciario, 3: Granitos paleozoicos, 4: Esquistos inyectados, migmatitas y gneises precámbricos-eopaleozoicos, 5: Micaesquistos y filitas, 6: Esquistos, gneises, cuarcitas y migmatitas, líneas discontinuas azules: caminos principales; b) Esquema geológico del sector de estudio (tomado de Costa et al. 2005). 1: Esquistos, gneises, cuarcitas y migmatitas, líneas discontinuas, 2: Micaesquistos y filitas, 4: Esquistos inyectados, migmatitas y gneises precámbricos-eopaleozoicos, 4: Granitos paleozoicos. El recuadro indica la ubicación de la Fig. 5.

metalogénica constituida con fluidos hidrotermales derivados del granito La Escalerilla (Morosini et al. 2017).

La mineralización que proporcionó la mayor parte de la producción principal de la mina San Román, se distribuye en un sistema de tres vetas paralelas submeridianales cuyo principal cuerpo biextendido (en el sentido de García 1981), constituye un clavo mineralizado de 300 m de largo con un espesor medio de 0.80 m (Angelelli 1984). Sus contactos con el encajante metamórfico son netos. Fue explotada por trincheras a cielo abierto y luego en labores subterráneas por el método de corte y relleno (Fig. 2a). La Dirección de Promoción Minera de la Provincia de San Luis (DPM) en los años '70 estimó una reserva de 30.000 t con una ley de 0.75% de WO_3 (Brodtkorb et al. 1999). Las vetas están compuestas por cuarzo (Fig. 2b), wolframita, scheelita, pirrotina, magnetita y rutilo en ganga de cuarzo, zoisita y biotita, se disponen con rumbos submeridianales a NNE, y se alojan en granitoides y esquistos cuarzo-biotíticos de bajo grado, a lo largo de una zona de cizalla. Monchablón (1956), menciona que había, en la mina San Román, 3500 t preparadas para la explotación y una reserva estimada en 24000 toneladas. En los años '70, la DPM profundizó el pique y extendió algunas galerías. En la zona centro se estimaban entre 25000 y 30000 t con una ley de 0.75% de WO_3 (Angelelli 1984).

La mina La Puntana, ubicada inmediatamente al sur de San Román, fue explotada mediante pozos, chiflones y rajos. Está formada por un sistema de más de diez vetas de cuarzo,

mica, wolframita y pirita como relleno hipogénico, y hematita y scheelita como especies supergénicas, donde la principal tiene 1000 m de corrida y estructura arrosariada con espesores menores a 0.20 m (Angelelli 1984).

Las asociaciones mineralógicas y relaciones metalogénicas con las unidades cristalinas en las que se emplazan las vetas han sido consideradas en varios trabajos (véanse antecedentes en Ramos y Ortiz Suárez 2005), sin embargo, los posibles mecanismos determinantes del control estructural que acusan no han sido descritos. Por esta razón, el presente trabajo resume las principales características del sector norte del distrito wolframífero del Valle de Pancanta y propone un modelo de control genético estructural de su emplazamiento a partir de los cambios volumétricos que pudo haber sufrido el granito La Escalerilla durante sus fases tardías de enfriamiento debido a la contracción térmica diferencial de sus minerales.

MARCO GEOLÓGICO

La Sierra de San Luis (Fig. 1a) está formada por un basamento ígneo y metamórfico de grado medio a alto que se ha dividido en los Complejos Nogolí, Pringles y Conlara (Sims et al. 1998), en la parte occidental, central y oriental de la Sierra, respectivamente. Este último complejo consiste en gneises y esquistos inyectados parcialmente migmatíticos (Sims et al. 1998, von Gosen y Prozzi 1998, Sato et al. 2003).

La porción central de la sierra de San Luis, tanto al este como hacia el oeste del Complejo Metamórfico Pringles (CMP), está constituida por rocas de bajo grado metamórfico, principalmente metapelitas, metaareniscas, metaconglomerados y diques o extrusiones de metavolcanitas ácidas que conforman la Formación San Luis (FSL) (Prozzi y Ramos 1988). El Grupo Micaesquistos (von Gosen y Prozzi 1996) bordea ambas fajas de afloramientos de la FSL y se ha considerado equivalente, pero de mayor grado metamórfico (Sato et al. 2003) o parte del CMP (Morosini et al. 2017, entre otros).

Los contactos entre las diferentes fajas metamórficas son tectónicos y están caracterizados por zonas de cizalla dúctil y, en algunos casos, transicionales (Sato et al. 2003). Ortiz Suárez et al. (1992) agruparon a los variados eventos intrusivos de la sierra de San Luis según la relación temporal con la deformación ordovícica (famatiniana). Así, se definen las etapas intrusivas pre, sin y postcinemáticas. Por otra parte, Llamblás et al. (1998) consideran que existen cuatro grupos de intrusivos: a) Grupo 1 con tonalitas y granitos deformados de composición calcoalcalina a metaluminosa (preorogénicos); b) Grupo 2 constituido por el plutón La Escalerilla, donde Sato

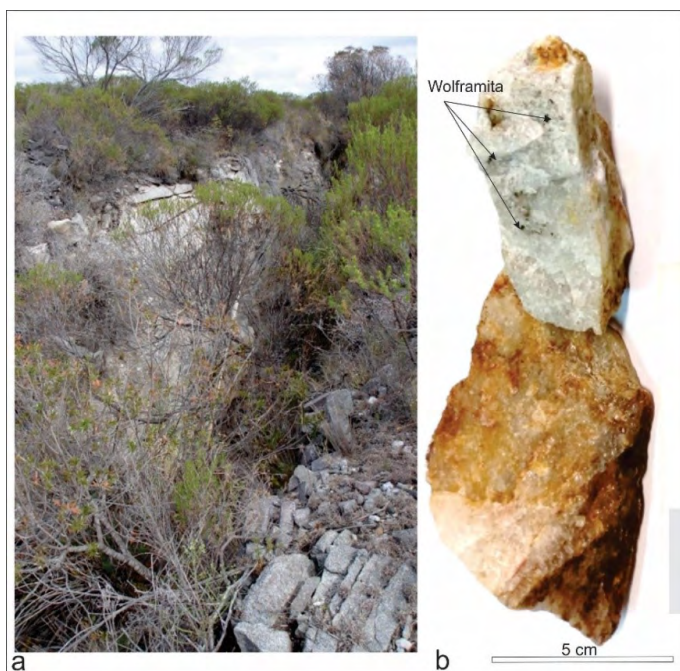


Figura 2. a) Vista actual de las labores superficiales de las vetas explotadas; b) Muestras de cuarzo masivo con cristales de wolframita, teñidas de óxidos de hierro, superficiales y provenientes de mayor profundidad.

et al. (2003) incluyen en el grupo anterior; c) Grupo 3 granitos, granodioritas y pegmatitas con granate, moscovita y biotita, peraluminosos (granitos S), y d) Grupo 4 está conformado por granitos con biotita y hornblenda, de edad devónica a carbonífera inferior. Estos últimos intrusivos han sido subdivididos por López de Luchi et al. (2007) en dos subgrupos, granitos devónicos (DGS, Devonian granite suite) y monzonitas y granitos devónicos (DMGS, Devonian monzonite-granite suite). Los intrusivos de los grupos 1 y 2 tienen edades Cámbrico superior a Ordovícico inferior, mientras que los del grupo 3 son ordovícicos (Sato et al. 2003). Por otra parte, Morosini et al. (2017) agrupan bajo el nombre de granitoides "orogénicos" famatinianos al grupo de tonalitas de composiciones intermedias, metaluminosas a ligeramente peraluminosas (tipo I) y al grupo de intrusivos de composición ácida, representado por granitos peraluminosos y leucogranodioritas (tipo S).

Plutón La Escalerilla

El área que aloja las mineralizaciones de wolframio consideradas en este estudio abarca afloramientos del grupo de las tonalitas Bemberg y Las Verbenas y el extremo norte del granito La Escalerilla (Fig. 1). Los plutones tonalíticos han sido estudiados por varios autores (entre otros, Sato 1993, Sato y Llambías 1994, Sato et al. 1996, Sánchez et al. 1996 y Llambías et al. 1996). Todos estos intrusivos están incluidos en el grupo de los preorogénicos. Constituyen cuerpos de reducidas dimensiones, con evidencias de deformación y aureolas de contacto también deformadas (Sato et al. 2003).

El granito La Escalerilla ha sido estudiado en detalle por Morosini (2011), Morosini y Ortiz Suárez (2010, 2011) y Morosini et al. (2017). Este cuerpo intrusivo tiene morfología elongada aproximadamente N-S, con 45 kilómetros de largo y ancho máximo de 6 km en el extremo sur, con una marcada inflexión hacia la derecha, en planta, en la parte central.

La roca de caja que aloja al Plutón La Escalerilla son rocas metamórficas del Grupo Micaesquistos al este, Formación San Luis al oeste y en el sector central-occidental, el plutón está en contacto con rocas del Complejo Metamórfico Nogolí. A su vez, en el sector central, el granito ha intruido entre otros cuerpos, a la tonalita Las Verbenas mostrando en el contacto bordes enfriados en el granito, además de encontrarse diques graníticos dentro de la tonalita (Sato 1993). Hacia el sur, el granito La Escalerilla está en contacto con el plutón El Volcán de edad devónica que actualmente se considera un intrusivo independiente del granito La Escalerilla (s.s.) (Morosini et al. 2017).

Llambías et al. (1998) y Ramos y Ortiz Suárez (2005) describieron composiciones monzograníticas y granodioríticas. Posteriormente, Morosini et al. (2017) identificaron, con

más detalle, una facies granodiorítica con biotita, un granito porfiroide con biotita y un leucogranito porfiroide de dos micas. Además, hay diques aplíticos y pegmatíticos. Con algunas variaciones, las facies están constituidas por cuarzo, plagioclasa (andesina a albita), microclino (en algunas facies con desarrollo de megacristales), biotita, moscovita, granate ocasionalmente, y circón, allanita, esfena, minerales opacos y apatita como accesorios, y epidoto-zoisita y moscovita secundaria. La facies leucogranítica que constituye la porción norte del plutón, tiene una alteración tipo greisen y albitización en el sector central. Además, describen enclaves microgranulares dioríticos y tonalíticos, xenolitos del Grupo Micaesquistos y de las filitas de la Formación San Luis. Químicamente son leve a moderadamente peraluminosos ($A/CNK = 1,02 \pm 1,22$), forman parte de la serie calcoalcalina y de acuerdo con las relaciones AFM se ubican cerca del extremo rico en álcalis (Sato et al. 1996). La relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7106 (Llambías et al. 1998) los ubica en el campo de granitos S de Chappell y White (1974), además de las características geoquímicas y de relaciones de campo. El gráfico A ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$) vs C (CaO) vs F (FeO_T) de Chappell y White (1992) (construido con datos de monzogranitos de Brogioni et al. 2005) ubica a estas rocas en el campo de granitos S (Fig. 3).

Según Bevlín y Chappell (1995) y Chappell y White (1974, 2001) los granitos S, están enriquecidos en Sn y W. Los estudios de Sato et al. (1996) y Ramos y Ortiz Suárez (2005) determinaron que los granitos se ubican en el campo de "granitoides altamente diferenciados" lo que sugiere una posible mineralización en W. Por otra parte, Simon (1972) establece que los contenidos de W aumentan con el incremento del

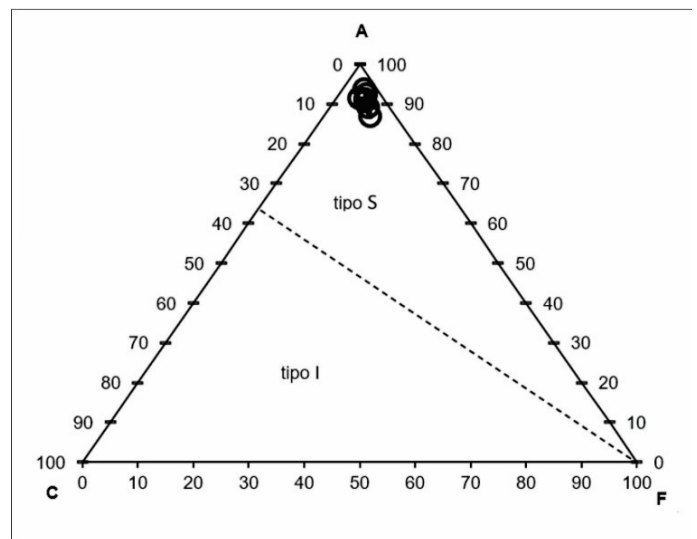


Figura 3. Monzogranitos de La Escalerilla. Discriminación geoquímica según Chappell y White 1992. A = $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$, C = CaO , F = (construido con datos químicos de Brogioni et al. 2005).

índice de diferenciación. Los datos de Brogioni et al. (2005) muestran exactamente esta tendencia ya que estos granitos tienen los contenidos más elevados en W y U.

Sobre la base de los estudios geoquímicos, Morosini et al. (2017) proponen que el granito La Escalerilla se fraccionó de su fuente a profundidad no mayor a 25 km. La fusión, de acuerdo con Brogioni (1994) y Larrovere et al. (2011) habría tenido lugar en una etapa precolisional, coincidiendo con las conclusiones de Morosini et al. (2017).

La Formación San Luis (o Grupo Filitas, von Gosen y Prozzi 1996), encajante occidental del granito La Escalerilla en la zona de interés, está constituida por rocas metasedimentarias de bajo grado, fundamentalmente, metapelitas, metaareniscas y metaconglomerados, con intercalaciones de diques de metavolcanitas ácidas. El grado de metamorfismo alcanza la facies esquistos verdes con una paragénesis de clorita+muscovita+cuarzo±biotita (Prozzi y Ramos 1988, Prozzi y Ortiz Suárez 1994). En la zona considerada son filitas constituidas por clorita, biotita, moscovita, sericita, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, turmalina, minerales opacos (principalmente piritita) y localmente granate. También puede aparecer, por sectores, sillimanita acicular intergranular cuya presencia indica un grado metamórfico algo más elevado, llegando a facies anfibolita. Estos bancos están intercalados con granulometrías algo más gruesas, correspondientes a metaareniscas constituidas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con muscovita, biotita y clorita y ocasionalmente sericita, grafito y minerales opacos. Tanto el cuarzo como los filosilicatos tienen evidencias de deformación.

Las metavolcanitas ácidas, clasificadas como metadacitas y metariolitas por Brodtkorb et al. (1984) y von Gosen y Prozzi (1996) constituyen diques de hasta 3 m de potencia y largo de hasta centenas de metros, que resaltan por su dureza y color blanco-amarillento a gris. Poseen una textura blastoporfirica con 10-15% de blastofenocristales de cuarzo, plagioclasa, micas y microclino en una matriz recristalizada formada por cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita, escaso feldespato potásico, epidoto y circón.

Prozzi y Ortiz Suárez (1994) han interpretado que la Formación San Luis es el equivalente metamórfico de la Formación Puncoviscana del norte del país. El Grupo Micaesquistos (von Gosen y Prozzi 1996) limita ambas fajas de afloramientos de la FSL y consiste en esquistos biotítico-muscovíticos que alternan con bancos de metacuarcitas e inyecciones pegmatíticas (Ortiz Suárez et al. 1992, Llambías et al. 1996, von Gosen 1998).

Contexto tectónico

En las rocas de la FSL la orientación predominante de las

estructuras, ya sean estratificación, esquistosidad, ejes de pliegues y clivaje, es NNO (D1), con variaciones NE a N (Ortiz Suárez y Ramos 1990, Ortiz Suárez et al. 1992, Le Corre y Rossello 1994, von Gosen y Prozzi 1998, von Gosen 1998, Ortiz Suárez 1999) y con zonas de cizalla separadas por pliegues abiertos y clivaje de crenulación (D2) (Ortiz Suárez et al. 1992). Este último clivaje se ha considerado como el resultado de la deformación post-famatiniense (Stenkeen et al. 2008).

Por otra parte, en el Grupo Micaesquistos, encajante oriental del intrusivo, la esquistosidad sería una segunda estructura metamórfica (S2) (Ortiz Suárez et al. 1992). Sato (1993), Sato et al. (1996) y von Gosen y Prozzi (1998) determinaron, por evidencias texturales y mineralógicas, que los granitoides también fueron afectados por una deformación que alcanzó facies de esquistos verdes medio a alto, produciendo foliaciones con rumbo N-S a NNE con inclinación al SSE, superpuestas a las texturas ígneas, y distribuidas aleatoriamente en los granitoides. Además, Sato (1993) describió, en la tonalita de Las Verbenas, tectonitas S-C (Berthé et al. 1978) en delgadas fajas de cizalla dúctil de rumbo NO a NNO que adjudicó a condiciones metamórficas localmente mayores ocurridas durante la fase Oclóyica. von Gosen y Prozzi (1998) encontraron también un fallamiento sinistral NNO-SSE, relacionado al primer evento deformativo y coincidente con el rumbo de delgadas fajas de cizalla que Vinciguerra (1999) describe en el granito La Escalerilla.

El rumbo de las filitas acompaña la inflexión del granito por lo que se considera al mismo sincinemático (Ortiz Suárez et al. 1992). Más al sur el contacto es por cizalla dúctil; también se encuentran evidencias de efectos térmicos en el protolito sedimentario no deformado de la Formación San Luis (von Gosen y Prozzi 1998, von Gosen 1998).

Edad

Para el granito La Escalerilla se han obtenido edades desde cámbricas (507 ± 24 Ma, U-Pb en circón, von Gosen et al. 2002) hasta devónicas (403 ± 6 Ma U-Pb SHRIMP en circón, Sims et al. 1998) según la facies datada. Morosini et al. (2017) presentan una compilación de las numerosas dataciones realizadas y datos nuevos. Estos últimos, indican una edad de 477 ± 10 Ma a partir de análisis realizados por el método LA-MC-ICP-MS U/Pb en circón, en la facies granítica. Estudios que combinan dataciones, estudios geoquímicos y petrológicos permiten a estos autores definir un intervalo de 480 a 468 Ma para el emplazamiento de todos los intrusivos del Valle de Pancanta, restringiendo las edades devónicas al intrusivo ubicado al sur de la Escalerilla (s.s.) denominado Plutón El Volcán.

La edad de los diques de metavolcanitas se ha calculado

en 467 ± 5.1 Ma (U-Pb SHRIMP, Casquet et al. 2014). Según Sato et al. (2003), la edad de metamorfismo de la Formación San Luis sería ordovícica y estaría limitada por la edad de las intrusiones de los granitoides pre-orogénicos.

METODOLOGÍA E HIPÓTESIS DE TRABAJO

Se localizaron las principales vetas wolframíferas a lo largo del borde occidental del granito La Escalerilla sobre imágenes de Google Earth y se realizó una completa revisión de la bibliografía relacionada con las características petroectónicas del basamento de la Sierra de San Luis y de la metalogénesis wolframífera del Valle de Pancanta a partir de trabajos publicados en diferentes medios académicos.

Las rocas ácidas ya sean plutónicas como granitos sensu stricto y granitoides en general, rocas hipabisales porfíricas, rocas volcánicas riolíticas a andesíticas, y rocas metamórficas como gneisses o granulitas ácidas son abundantes constituyentes de la corteza continental. Ellas pueden ser consideradas, en una primera aproximación y en el estado sólido, como una asociación de feldespatos (plagioclasas y feldespatos potásicos) y cuarzo, igual que las rocas sedimentarias de tipo arcósico. Por lo tanto, en todas ellas, son las propiedades de estos minerales las que determinan la mayor parte de sus propiedades físicas y por lo tanto, las propiedades globales de la corteza.

Por otra parte, las rocas plutónicas ácidas a intermedias son los principales constituyentes magmáticos emplazados bajo condiciones corticales que están asociadas a fluidos mineralizantes que generan depósitos de diferentes tipos (estaño, wolframio, uranio, y otros) y son las más importantes rocas portadoras de las mineralizaciones económicas diseminadas más conocidas: pórfiros cupríferos, alteraciones epitermales, greisen, skarn, entre otras (Guilbert y Park 1986). De esta manera, todos los cambios en las propiedades mecánicas, de expansividad termal, conductividad, densidad, y compresibilidad, entre otras, que afecten a feldespatos y cuarzo, modificarán, en mayor o menor grado, las características del conjunto.

Cuando una roca sufre cambios termomecánicos (en el sentido de Plevova et al. 2016), los diferentes constituyentes, con diferentes valores de dilatación termal, tienden a provocar discretos cambios relativos de tamaños y formas que pueden crear un estado de inestabilidad. Así, se pueden determinar tensiones que generan fracturas y poros intergranulares. Aunque estos conceptos pueden aplicarse en escalas reducidas, es válido pensar que pueden provocar, en volúmenes y

tiempo suficientes, la formación de una sumatoria de pequeños desajustes que en conjunto pueden generar dilatancias apreciables en la roca, coetáneamente con la formación de depósitos minerales.

Rossello y Reynard (1997) y Rossello (2005) analizaron las posibilidades de generación de dilatancia en depósitos mineralizados asociados con rocas ácidas al experimentar cambios de temperatura en su historia pre-, sin- y post-cristalización. Estos fenómenos físicos se basan en los cambios volumétricos y morfológicos que sufren sus minerales constituyentes por diferencias relativas de coeficientes de contracción-expansión térmica. Estos mismos procesos se aplicarían a los depósitos de wolframio considerados.

Cambios en las propiedades físicas de cuarzo y feldespato con la temperatura: contracción térmica diferencial

La contracción térmica es la propiedad inversa a la expansión termal, que está definida por Skinner (1966) como el cambio de volumen y forma de un sistema debido a la variación de temperatura. Si bien, para los sólidos que cristalizan en el sistema cúbico, la propiedad es isotrópica, en los que cristalizan en los sistemas tetragonal, hexagonal, rómbico, monoclinico y triclinico, ésta es anisótropa, dependiendo no sólo de su morfología externa, sino también de la simetría interna, generándose diversas figuras de expansión-contracción. Por ello, es válido asumir que el comportamiento reológico de las rocas ácidas en la corteza es, básicamente, una respuesta al cambio intensivo de los parámetros de presión, temperatura, esfuerzos, y otras propiedades de la asociación de feldespatos y cuarzo. El cuarzo está considerado como una fase de

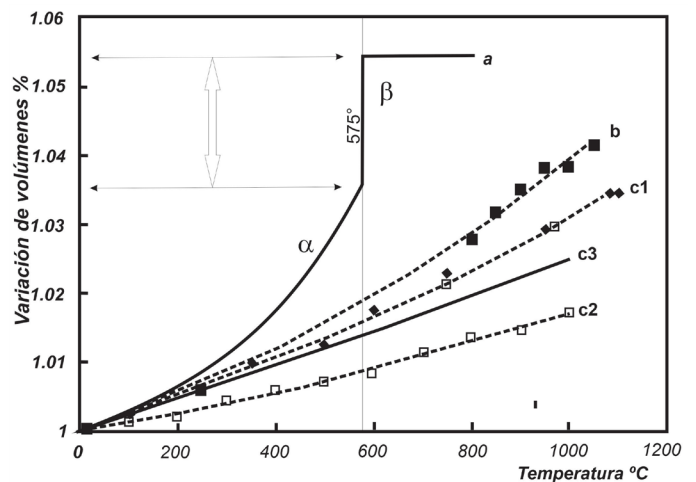


Figura 4. Cambios volumétricos en diferentes minerales, registrados con estudios de difracción de rayos X en función de la temperatura: a) cuarzo, b) microclino, c1) albita equilibrada, c2) albita sin equilibrar y c3) promedio de albitas (tomado de Rossello 2007).

segundo orden en la transición de la forma de baja temperatura (α) y la de alta temperatura (β). Esta transición calorífica está asociada a grandes cambios en propiedades tales como ópticas, de volumen, expansión térmica, constantes elásticas, capacidad de calor, entre otras. Además, cerca de la temperatura de transición el cuarzo presenta un comportamiento crítico que difiere significativamente del que exhibe el feldespato y puede influir fuertemente en la respuesta del total de la roca (Fig. 4).

Rossello (2007) analizó en especial los efectos de la fuerte variación de volumen del cuarzo en su transición β - α durante el enfriamiento, presentando una revisión de los datos de expansividad termal de cuarzo y feldespatos. A partir de Rossello y Reynard (1997), se introdujo un modelo simple para estimar las porosidades inducidas por la contracción térmica diferencial de los minerales más abundantes en las rocas ácidas, durante el enfriamiento de rocas graníticas y se discutieron, a modo de hipótesis de trabajo, las condiciones de circulación de fluidos, así como el origen de depósitos mineralizados diseminados en rocas emplazadas en condiciones someras.

Los coeficientes que regulan estas modificaciones resultan del cociente que mide el cambio relativo de longitud o volumen que se produce cuando un cuerpo sólido o un fluido modifican su temperatura provocando una variación de sus dimensiones. Es constante y se expresa en unidades de $^{\circ}\text{C}^{-1}$, lo que implica asumir que existe una relación lineal, de proporcionalidad, entre los incrementos de temperatura y los incrementos de longitud. De forma general, durante una transferencia de calor, la energía que está almacenada en los enlaces intermoleculares entre dos átomos cambia, de manera que cuando aumenta, también lo hace la longitud de estos enlaces, o contrariamente, cuando disminuye, también lo hace la longitud de estos enlaces. Así, los sólidos normalmente se expanden al calentarse y se contraen al enfriarse (Serway y Jewett 2005).

La dilatación volumétrica de un cuerpo viene dada por la expresión:

$$V = V_0 \cdot (1 + \gamma \cdot \Delta T) \quad (1)$$

Donde:

V, V_0 : Volumen final e inicial respectivamente del cuerpo. Su unidad de medida en el Sistema Internacional es el metro al cubo (m^3)

γ : Coeficiente de dilatación volumétrica o cúbica. Es específico de cada material y representa el aumento de volumen de un sólido de volumen unidad, cuando su temperatura se eleva 1 K. en el Sistema Internacional, aunque también se usa el $^{\circ}\text{C}^{-1}$

ΔT : Incremento de temperatura que experimenta el cuer-

po. Su unidad de medida en el Sistema Internacional es el Kelvin (K), aunque también se usa el $^{\circ}\text{C}$.

La relación entre el coeficiente de dilatación lineal λ y el coeficiente de dilatación volumétrico γ es:

$$\gamma = 3 \lambda \quad (2)$$

Según (Fournier y Potter II 1982) el cuarzo tiene un coeficiente de dilatación térmica lineal λ del orden de $0.4 (10^{-6} \text{C}^{-1})$, por lo tanto, su coeficiente de dilatación térmica volumétrica γ es cercano a $1 (10^{-5} \text{C}^{-1})$.

Si se ignoran los efectos de presión externa que sufre un sólido, el coeficiente de expansión térmica en función del cambio de volumen (α_V) puede expresarse de la siguiente forma:

$$\alpha_V = \frac{1}{V} \frac{dV}{dT} \quad (3)$$

Donde V es el volumen del material y dV/dT es la relación del cambio de volumen por la temperatura. Esto significa que el volumen de un material cambia en una cantidad fraccionaria fija. Por ejemplo, un bloque de granito con un volumen de 1 m^3 podría expandirse a 1.002 m^3 cuando la temperatura aumenta 50 K. Esta es una expansión de 0.2 %. En el caso que el bloque tenga un volumen de 2 m^3 , entonces, en las mismas condiciones, se expandiría a 2.004 m^3 , nuevamente una expansión de 0.2 %. El coeficiente de expansión volumétrica sería 0.2 % para 50 K, o $0.004 \% \text{K}^{-1}$.

Si se conoce el coeficiente de expansión, se puede calcular el cambio de volumen de la siguiente forma:

$$\frac{\Delta V}{V} = \alpha_V \Delta T \quad (4)$$

Donde DV/V es el cambio fraccional de volumen (e.g. 0.002) en función de una variación de temperatura (ΔT) de unos 50°K .

El ejemplo anterior supone que el coeficiente de expansión no cambió a medida que cambió la temperatura y que el aumento de volumen es pequeño en comparación con el volumen original. Esto no siempre es cierto, pero para pequeños cambios de temperatura, es una buena aproximación. Si el coeficiente de expansión volumétrica cambia apreciablemente con la temperatura, o el aumento de volumen es significativo, entonces se deberá integrar la ecuación anterior:

$$\ln\left(\frac{V + \Delta V}{V}\right) = \int_{T_i}^{T_f} \alpha_V(T) dT \quad (5)$$

$$\frac{\Delta V}{V} = \exp\left(\int_{T_i}^{T_f} \alpha_V(T) dT\right) - 1$$

Donde $\alpha_V = (T)$ es el coeficiente de expansión volumétrica en función de la temperatura T , y T_i y T_f son las temperaturas iniciales y finales respectivamente:

$$\alpha V = V_0 \cdot \gamma \cdot \Delta T$$

$$V_f - V_0 = V_0 \cdot \gamma \cdot (T_f - T_0) \quad (6)$$

$$V_f = V_0 \gamma (T_f - T_0) + V_0$$

$$V_f = V_0 [1 + \gamma (T_f - T_0)]$$

El cuarzo posee dos variedades polimórficas cuyo pasaje tiene lugar alrededor de $T = 625 \text{ }^\circ\text{C}$ y $P = 0.2 \text{ GPa}$ (Johnson et al. 2021), siendo el cuarzo α , trigonal, estable a baja temperatura, y el cuarzo β , hexagonal, estable a alta temperatura. La transición entre ambos polimorfos está asociada a importantes cambios de las propiedades del cuarzo, tales como ópticas, volúmenes, expansividad térmica, constantes elásticas, capacidad calorífica, entre otros (véase para una revisión Rossello 2007). El cuarzo cerca de la temperatura de transición α - β acusa fuertes cambios físicos que difieren considerablemente de los que se producen en los feldespatos y por ende influyen sobre el total de la roca que constituyen (Fig. 4, curva a). La dependencia termal del volumen del cuarzo a presiones ambientes ha sido ampliamente caracterizada y a pesar de algunas discrepancias, cerca de la transición α - β todos los datos son bastantes consistentes. Ghiorso et al. (1979, en Rossello 2007) formularon expresiones polinomiales del volumen como una función de la temperatura $[V(T)]$ para las formas del cuarzo caracterizadas por a) cuarzo α : por una fuerte curvatura positiva, controlada por el fuerte incremento de la expansión térmica sobre la transición a temperaturas 848 K o 575°C , y b) cuarzo β : por un comportamiento del volumen ligeramente constante por encima de los 973 K o $699.85 \text{ }^\circ\text{C}$.

La situación de los feldespatos muestra variaciones menos claras, comparados con los cambios volumétricos del cuarzo, por la ocurrencia de transiciones polimórficas desplazativas y de orden desorden, registrados con estudios de difracción de rayos X en plagioclasas y microclino (Fig. 4, curva b). Sin embargo, cual sea el caso, las principales expansividades se agrupan alrededor de $2 \pm 0.5 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}$. Para la plagioclasa se usan los datos de expansividad termal de albita porque ha sido extensivamente estudiada, aunque algunas discrepancias están probablemente relacionadas con diferentes grados de ordenamiento de las muestras. Los datos de alta temperatura de albitas equilibradas (Fig. 4, curva c_1) definen volúmenes que son mayores que aquellos de albita sin equilibrar (Fig. 4, curva c_2). Si se extrapola la línea de regresión obtenida para estos datos a bajas temperaturas, cruzan la curva de $V(T)$ para la albita baja (la forma de equilibrio de baja temperatura) a aproximadamente $200\text{-}300^\circ\text{C}$. Además, se usa el dato de volumen para albita baja por encima de $250 \text{ }^\circ\text{C}$ y los

datos de alta temperatura de albitas equilibradas entre 800 y $1050 \text{ }^\circ\text{C}$ para obtener el equilibrio de la relación $V(T)$ para albita, incluyéndose el efecto del incremento del desorden con la temperatura (Fig. 4c). En conjunto pueden generar dilataciones apreciables en la roca, coetáneamente con la formación de depósitos minerales.

LAS VETAS DE WOLFRAMIO

El conjunto de las vetas con wolframio de San Román-La Puntana se disponen en cuerpos tabulares subverticales en una faja de orientación NNE-SSO que se extiende desde unos kilómetros al norte de la inflexión del granito La Escalerilla, en el Valle de Pancanta, hasta la localidad de La Carolina (Fig. 5). La Mina San Román se ubica a unos 70 km al norte la ciudad de San Luis y se accede por la ruta provincial 9 ($66^\circ 06' \text{ O}$ y $32^\circ 50' 55' \text{ S}$). La Puntana está aproximadamente a 1 km al sur de San Román y presentan equivalentes disposiciones espaciales subverticales y rumbos submeridianales a NNE (Fig. 5).

El rumbo de las vetas, en la zona de La Carolina es NNE-SSO, pero varía a NO-SE en los granitoides del valle de Pancanta y a NNO-SSE a N-S en los esquistos de bajo grado, siendo subparalelas al rumbo de las fajas cizalladas (Ramos y Ortiz Suárez 2005). Las vetas en los yacimientos San Román y La Puntana son cuerpos tabulares biextendidos constituidos esencialmente por cuarzo lechoso. En la zona central de la faja mineralizada, la concentración de wolframita-scheelita está ligada a las salbandas, entre las vetas de cuarzo y los esquistos, es discontinua y se presenta en fajas de hasta 30 cm (Monchablón 1956, Brodtborb et al. 1999). Las proporciones de wolframita y scheelita en San Román es 4:1. Localmente pueden tener morfología sinuosa por los ligeros cambios de rumbo de manera que pueden ser paralelas a ligeramente oblicuas a las estructuras S de los granitoides y esquistos. Según Ramos y Ortiz-Suárez (2005), la potencia también varía en profundidad desde el metro hasta algunos centímetros mostrando una estructura tipo *pinch and swell*. Además de cuarzo como mineral principal hay cantidades de scheelita, y wolframita acompañados de zoisita, biotita, granate, turmalina y algunos sulfuros, con signos de deformación dúctil en muchos de ellos.

Ambas mineralizaciones presentes en los yacimientos descriptos constituyen desarrollos vetiformes, alojados principalmente en esquistos de bajo grado asignados a la Formación San Luis, si bien algunas manifestaciones subordinadas están alojadas en el granito La Escalerilla. Ramos (2001) interpreta que habría una vinculación genética entre el granito

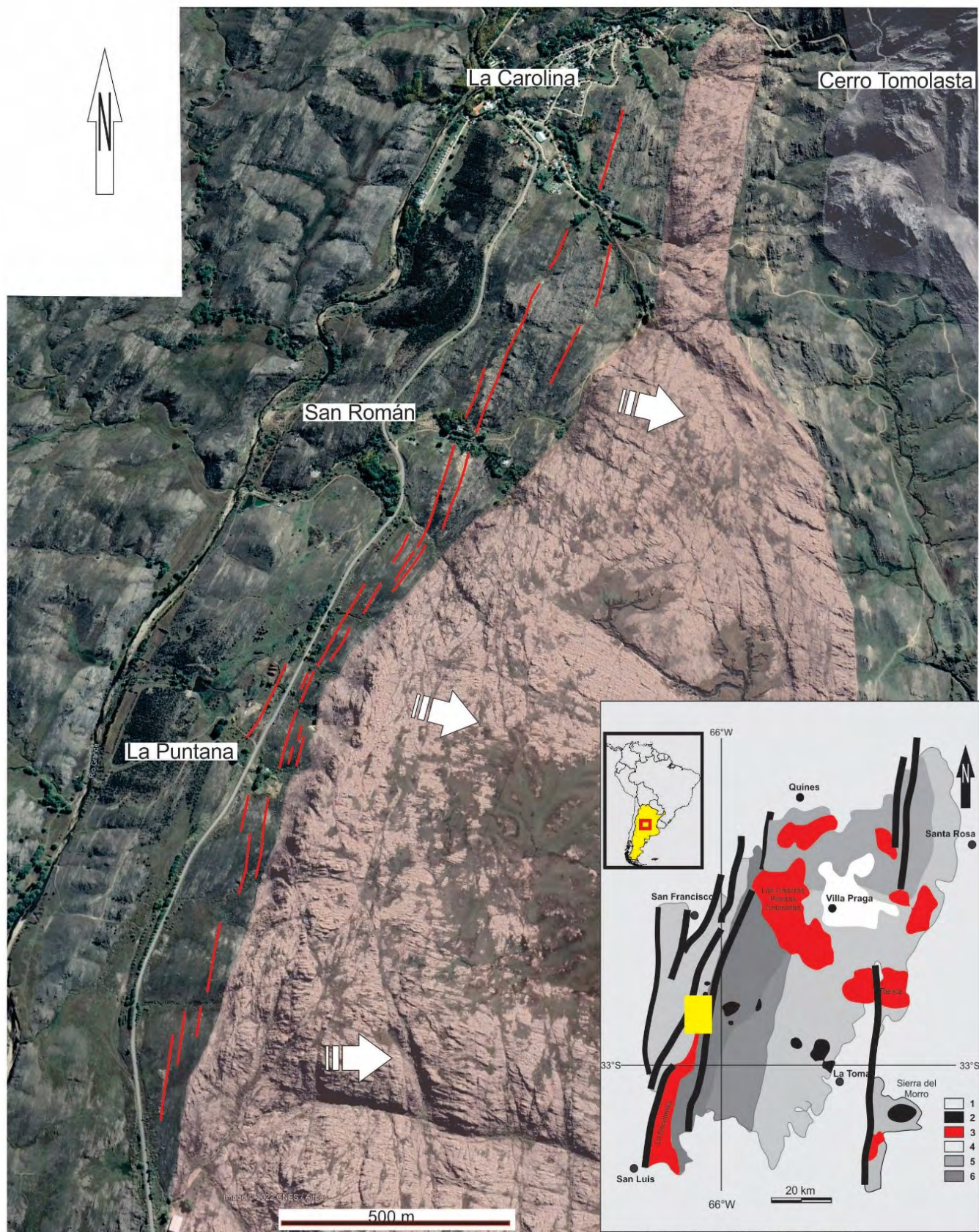


Figura 5. Localización de las vetas constituyentes de las minas San Román y La Puntana a partir de imágenes capturadas de Google Earth (Septiembre 2022). Las flechas blancas indican la dirección preferencial de la contracción del granito. Véase su ubicación en el recuadro amarillo y en el de la figura 1b.

y las mineralizaciones, teniendo en cuenta las características geoquímicas isotópicas de las zonas de alteración del plutón y la relación espacial con las vetas. Ramos y Ortiz Suárez (2005) han obtenido una edad de 431.9 ± 12.9 Ma para la mineralización, por el método K-Ar en moscovita. Por otra parte, Morosini et al. (2017) proponen agrupar diferentes facies que componen el plutón La Escalerilla y varios cuerpos tonalíticos del área, en el Complejo Plutónico Valle de Pancanta sobre la base de las relaciones de campo y de las edades comprendidas entre los 480 y 468 Ma. De acuerdo con esta información, podría entonces considerarse que la mineralización está, efectivamente, ligada al intrusivo y que tuvo lugar en las etapas finales del enfriamiento asociada a una historia geotectónica en común.

La causa por la cual se producen mineralizaciones diseminadas en grandes volúmenes de rocas (del orden de km cúbicos) es un tema que no siempre está satisfactoriamente comprendido. En particular, el hecho de que la mineralización pueda ser masiva a través de una fina diseminación localizada en venillas e inclusiones, y ocurrir en tiempos relativamente cortos no está suficientemente comprendido, ya que podría considerarse que la mineralización ocurre de manera explosiva en cuanto a la rapidez y alcances que expresa en cortos tiempos geológicos. El mecanismo descrito de dilatación (o contracción) diferencial mineral, en especial del cuarzo con respecto a los demás minerales que constituyen una roca, debido a los coeficientes diferenciales que acusan cuando ésta transita historias térmicas, puede ser un factor primordial para controlar una mineralización diseminada. Este mecanismo, puede facilitar una rápida y extensa mineralización diseminada en toda la masa de roca que está enfriándose o calentándose, permitiendo la cómoda distribución de las soluciones mineralizantes que coexisten con el sistema magmático gracias a la resistencia a la deformación que ofrece el entramado de los cristales previamente formados.

Por ello, se pueden realizar las siguientes conclusiones: a) La contracción térmica diferencial puede constituirse en un fenómeno microtectónico importante en la generación de condiciones favorables para la mineralización de medios rocosos que sufran cambios de temperaturas en su historia geológica, ya que el mismo, puede contribuir de manera substancial a la generación de mecanismos físico-químicos intervinientes en el origen, circulación, transporte y emplazamiento de fluidos mineralizantes en diferentes medios geológicos. b) Este fenómeno también pone de manifiesto la importancia creciente que observan los procesos estructurales por sí mismos, en la generación de depósitos minerales. Su importancia creciente lo lleva a ocupar un lugar de semejante correspondencia con los tradicionales procesos plutónicos (hidrotermales) y sedi-

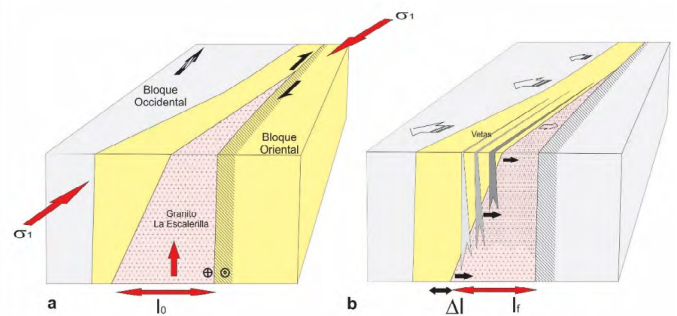


Figura 6. Modelo del emplazamiento de los cuerpos vetiformes de las minas San Román-La Puntana. a: estado inicial de la intrusión del granito La Escalerilla. b: Estado posterior donde el granito La Escalerilla reduce su volumen por la contracción diferencial del cuarzo y la generación de espacios en el encajante filítico de la Formación San Luis.

mentarios.

Los experimentos de laboratorio de Johnson et al. (2021) confirman el incremento de la presencia de microfisuras cuando las rocas cruzan la transición de fase $\alpha \leftrightarrow \beta$ en el cuarzo, asociadas a cambios anisotrópicos relativamente grandes en el volumen de la celda y las propiedades de rigidez elástica. Debido a que el cuarzo es uno de los minerales más abundantes en corteza continental, estos autores sugieren que estos cambios tienen el potencial de influir profundamente en el estado de tensión, las propiedades mecánicas, el metamorfismo y la reología de las rocas de la corteza.

MODELO DE EMPLAZAMIENTO DE LA MINERALIZACIÓN

Las vetas principales de cuarzo wolframíferas de las minas San Román y La Puntana son concordantes con las anisotropías planares de la roca de caja (Fig. 6), constituida generalmente por un esquisto biotítico-epidótico (turmalínico) al que los primeros investigadores (Monchablón 1956) denominaron "lampróforo" aunque lo definieron como "no verdadero" (Brodtkorb et al. 1999).

De acuerdo con la variación térmica que necesariamente ocurre desde el origen magmático del material fundido hasta el emplazamiento y cristalización final del cuerpo ígneo, se analizan los efectos en el control estructural de las vetas de wolframio de la mina San Román si se las considera genéticamente vinculadas con el Granito La Escalerilla (Fig. 6).

Este control estructural puede describirse desde el punto de vista de: a) la generación de los espacios dilatantes que permitieron la localización de las vetas tabulares subparalelas al contacto con el encajante de la Formación San Luis y b) los mecanismos que favorecieron la movilidad, distribución y

concentración de los fluidos tardíos pneumatolíticos enriquecidos en los metales inmiscibles.

Localización de las vetas

La distribución de los trenes de vetas tabulares y subverticales de modo subparalelo dentro de los encajantes metamórficos de la Formación San Luis próximos al contacto con el Granito La Escalerilla sugiere una directa relación con su emplazamiento.

Si se considera de modo hipotético que un granito (s.l.) tiene un coeficiente de expansión térmica lineal de 7.3 a 8.4 10^{-6} m/m °C (Engineering Toolbox 2003), su volumen variará dependiendo si es calentado o enfriado. Un cálculo muy aproximado, se puede expresar como:

$$\Delta l = L_0 \alpha (t_1 - t_0) \quad (1)$$

Donde:

Δl = cambio de longitud (m),

L_0 = longitud inicial (m),

α = coeficiente de expansión lineal (m/m°C),

t_0 = temperatura inicial (°C) y

t_1 = temperatura final (°C)

La longitud final L_1 puede ser calculada como:

$$L_1 = L_0 + \Delta l \quad (2)$$

$$L_1 = L_0 + L_0 \alpha (t_1 - t_0) \quad (3)$$

Si se estima una $L_0 = 210$ m, un coeficiente de expansión lineal $\alpha = 0.000008$ (m/m °C), una temperatura inicial $t_0 = 600$ °C y una temperatura final de $t_1 = 300$ °C (considerándose una temperatura geotérmica acorde a una profundidad emplazamiento de varios km), el cambio de longitud sería de unos 0,5 m para una longitud de 210 m, determinante de una longitud final de 209.5 m. Este valor de contracción perpendicular a la posición de las vetas de 0.5 m cada 210 m estaría en el orden de potencia que observan en función del ancho de afloramiento del intrusivo (Fig. 5).

Generación y movilidad de los fluidos mineralizantes

La contracción térmica que tiene lugar por el enfriamiento de los intrusivos provoca un cambio de volumen y forma que afecta en diferente escala desde la morfología regional a la fábrica de cristalización de los diversos minerales constituyentes. Por lo tanto, cuando una roca sufre cambios térmicos, los minerales con diferentes valores de dilatación-contracción termal, tienden a provocar discretos cambios relativos de tamaños y formas que pueden crear una porosidad y permeabilidad contemporánea asociada a un estado de inestabilidad mecánica. Así, se pueden determinar tensiones que generan

fracturas y espacios intergranulares aprovechables por los fluidos mineralizantes remanentes (Fig. 7).

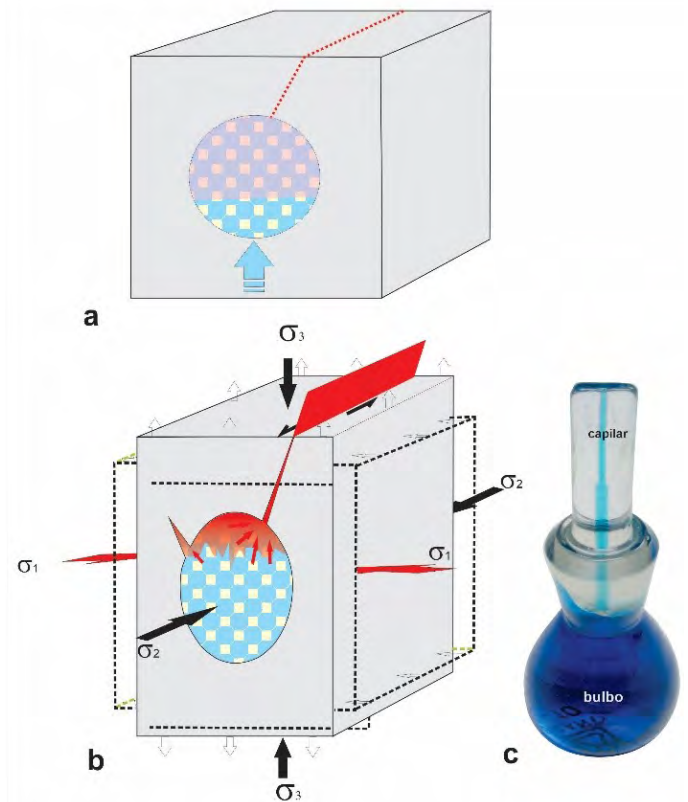


Figura 7. Modelo del emplazamiento de los fluidos hidrotermales tardíos en la cúpula de un intrusivo granítico: a) estadio temprano; b) estadio tardío-magmático y escape de fluidos mineralizantes desde la cúpula hacia tramos más someros de su encajante; c) picnómetro.

Estos efectos de cambios volumétricos debido a la mayor reducción volumétrica del cuarzo, al pasar de β a α a la temperatura de 575 °C a presión atmosférica. A una presión razonable para el emplazamiento de un granito (e.g. 2 kb), la temperatura de la transición según el diagrama de fases para SiO_2 (Skinner, 1966; Fournier y Potter, 1982) sería de aproximadamente 650 - 700 °C. De todos modos, estos valores pueden aplicarse en escalas reducidas y provocar, en volúmenes y tiempos significativos, la formación de una sumatoria de pequeños desajustes, que en conjunto pueden generar dilatacias apreciables en la roca, coetáneamente con la formación de depósitos minerales.

La expresión polinomial de $V(T)$ para la variación del volumen del cuarzo α con respecto al cuarzo β puede alcanzar la generación de hasta alrededor de 2 % de dilatacia negativa distribuida en los contactos intercristalinos en una roca con contenidos mayoritarios de este mineral con respecto a los demás minerales formadores de la roca. Los valores de porosidad teóricos calculados para mezclas ideales de cuarzo

con feldespatos, arrojan valores de porosidad coherentes con los valores de mineralizaciones que se conocen de muchos depósitos de cobre porfirico y greisen, entre otros (Rossello y Reynard 1997). Por otro lado, las temperaturas de mineralización calculadas para diferentes depósitos minerales coinciden con los rangos de temperatura en los cuales la generación de porosidad por este mecanismo térmico es más importante.

Modelo de emplazamiento

El emplazamiento ascendente del intrusivo del Granito La Escalerilla desde su ambiente de generación produjo deformación compresional en la roca de caja dispuesta radialmente en planta, asociada con el metamorfismo dinámico responsable del clivaje y cizallamientos característicos de la Formación San Luis (Fig. 8a). La relación entre la P_c (presión de carga) y la P_m (presión magmática ascensional = "buoyancy"), además de la estructura y anisotropías previas de la roca circundante, puede desencadenar distintos patrones de fracturación asociados que son aprovechados por líquidos y gases. Por esta razón, la deformación y la herencia que produce sería muy difícil de obliterar, o de ser reconocida, por una deformación termo - contraccional asociada al emplazamiento del plutón (Roberto Martino com. ver.).

Durante el posterior enfriamiento progresivo, la contracción térmica del conjunto del stock y, localmente de sus feldespatos y particularmente de cuarzo, en el pasaje β a α genera una dilatancia positiva. Este cambio volumétrico favorece un incremento de espacios expresados como una porosidad y permeabilidad y un incremento de la temperatura por descompresión por ebullición de los fluidos, que facilitan la movilización y concentración de fluidos pneumatolíticos

enriquecidos en cationes inmiscibles, particularmente en el sector cuspidal (Fig. 8b). La disminución global del volumen del stock con respecto a su encajante de la Formación San Luis, determina por dilatación negativa espacios subparalelos a sus contactos con el Granito La Escalerilla que las vetas cuarzosas de la mina San Román aprovecharon.

Finalmente, los intensos y sucesivos procesos postmagmáticos y erosivos ocurridos desde su total cristalización hasta el Presente, determinaron que sus porciones cuspidales y las vetas exhiban su actual afloramiento en las superficies pedimentadas de las Sierras de San Luis. Estos procesos de exhumación y remoción pudieron haber sido los responsables de la eliminación de los posibles halos de greisen que pudieron generarse en las porciones cuspidales del Granito La Escalerilla (Fig. 8c).

DISCUSIÓN

La wolframita, el principal mineral vetiforme que contiene tungsteno, forma parte de la solución sólida constituida por los extremos hübnerita ($MnWO_4$) y ferberita ($FeWO_4$). Si bien se ha avanzado mucho en la caracterización de los fluidos mineralizantes que precipitan la wolframita, aún no se sabe bien cuáles son los mecanismos que la depositan de manera efectiva y las variables que controlan las proporciones de Mn/Fe en el mineral (Liu y Changhao 2020). Los resultados del modelo indican que las solubilidades de la hübnerita y la ferberita en fluidos hidrotermales en condiciones típicas de mineralización W (300-400 °C, 500-1500 bares, 5-15 % en peso equivalente de NaCl, pH = 4-6) alcanzan cientos de ppm. Un

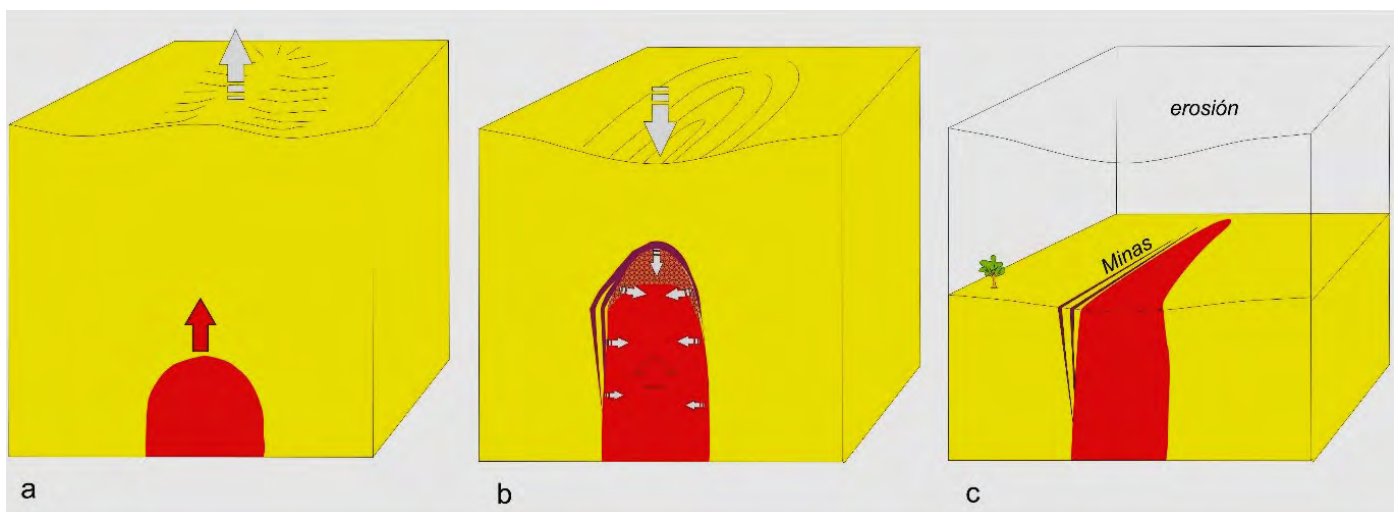


Figura 8. Esquema idealizado de la evolución del emplazamiento ascendente (a), contracción térmica y distribución de la mineralización en su cúpula y vetas subparalelas en sus encajantes (b) y afloramiento actual (c) del granito La Escalerilla sobre la superficie pedimentada del basamento de las Sierras de San Luis.

aumento en el pH y una disminución en la temperatura y salinidad del fluido son mecanismos eficientes que precipitan hübnerita y ferberita a partir de fluidos hidrotermales ácidos. También, se disuelven significativamente en fluidos hidrotermales alcalinos, pero sus solubilidades en este caso, son insensibles a la temperatura y salinidad del fluido. Esto puede afectar la mineralización de W en etapas con diferentes niveles de pH (por ejemplo, la etapa greisen y la etapa alcalina). La relación Mn/Fe de los fluidos mineralizantes es la principal variable que controla la proporción Mn/Fe en la wolframita. Mayor contenido de Fe del magma fértil tiende a producir fluidos mineralizantes ricos en Fe. Esta puede ser una de las razones por las que la ferberita es más común que la hübnerita en los depósitos de tungsteno y por la que es más probable que la hübnerita se precipite en una etapa temprana.

La cristalización de ferberita y hübnerita son productos característicos de los fluidos o soluciones hidrotermales relacionados con el origen de las rocas graníticas y ocurren dentro de las vetas adyacentes relacionadas con el granito, *stockworks* de cúpulas greisen o cuerpos metasomáticos y localmente también en depósitos de granito-pegmatita con tungsteno, metamorfoseados, así como en algunas pegmatitas y aplitas graníticas (Ferenc y Uher 2007). Dichos ambientes magmáticos a hidrotermales con alto contenido silícico y ácido son generalmente pobres en Mg y otros elementos máficos relacionados. En consecuencia, los contenidos de Mg en wolframita y los minerales asociados paragenéticamente relacionados, como columbita, tantalita, ixiolita y otras fases de óxido ricas en Fe, W, Nb, Ta y Ti son despreciablemente bajos, por lo general, en el límite de detección bajo de los análisis de microsonda electrónica. Carocci et al. (2021) consideran que el evento principal responsable de la deposición de tungsteno en Panasqueira estuvo estrechamente asociado con una fuerte turmalinización de las rocas de la pared. La turmalina es coetánea con un rutilo rico en W (hasta 8-10 % en peso de W) y ambos minerales registran una introducción temprana de W en el sistema, justo antes de la precipitación principal de W. La datación con uranio-Pb de rutilo por LA-ICP-MS arrojó una edad de 305.2 ± 5.7 Ma, que es 6-10 Ma más antigua que la edad K-Ar de 296.3 ± 1.2 Ma obtenida en moscovita, que por lo tanto no fue coetánea con wolframita. Las variaciones de concentración de elementos principales y traza en la turmalina registran la mezcla de fluidos entre dos miembros finales considerados de derivación metamórfica sobre la base de los perfiles REE. Estos autores, reportan evidencias de un fluido enriquecido en Co, Cu, Pb, Sc, Sr, V, Cr, Nb, Ta, Sn, interpretado como de origen "local", por ejemplo, bien equilibrado con las formaciones anfitrionas, y un fluido rico en Li, F, Fe, Mn, W inferido como de origen profundo y

relacionado con la deshidratación de biotita. El segundo fluido transportaba los metales (en particular Fe y Mn) necesarios para la precipitación de wolframita, que no necesariamente se heredaron de las rocas de la pared a través de la interacción fluido-roca.

En la corteza superior, la circulación de fluidos hidrotermales se concentra en los sistemas de falla, siendo frecuente la precipitación de minerales y la generación de vetas. Los resultados de Johnson et al. (2021) sugieren que la transición $\alpha \leftrightarrow \beta$ puede desempeñar un papel importante en el daño de la deformación continental, particularmente en volúmenes de roca que experimentan cambios geológicos rápidos de temperatura o presión. En estos ambientes, la transición puede debilitar las rocas, establecer una permeabilidad transitoria, facilitar el transporte de masa por advección y las reacciones metamórficas, y potencialmente generar terremotos.

Las caídas de presión a causa del fracturamiento han sido invocadas como la principal causa de la formación de vetas de minerales con una solubilidad dependiente de la presión. En fluidos complejos, la despresurización puede gatillar significativos cambios de fase en el fluido, produciendo inmiscibilidad o ebullición, lo cual puede causar precipitación instantánea y/o escape de los componentes más volátiles (Bowers 1991, Robert et al. 1995, Wilkinson y Johnson 1996).

Las porciones cuspidales de los intrusivos plutónicos tienden a concentrar los fluidos pneumatolíticos que arrastran los elementos más inmiscibles distribuidos en depósitos de tipo greisen. Si bien, las aureolas desarrollan una intensa alteración que afecta tanto a la porción plutónica (endo-greisen) como a su inmediato encajante (exo-greisen), parte de los fluidos escapan hacia zonas más someras aprovechando las fracturas. De este modo, pequeños cambios volumétricos del plutón se traducen en grandes fluctuaciones en los sectores fracturados del mismo modo que ocurre en los picnómetros donde los cambios de un volumen se magnifican en un espacio capilar (Fig. 7).

La combinación de estudios estructurales y microestructurales de las vetas y vetas-falla, con el análisis de inclusiones fluidas en los minerales hospedados en vetas permite establecer de manera más precisa la relación entre la deformación frágil y la evolución termodinámica de los fluidos (Herrera et al. 2005). Zhang et al. (2003) describen vetas cuarzosas de W en los encajantes metamórficos de un cuerpo granodiorítico. Volfson y Yákovlev (1982) describen numerosos ejemplos de yacimientos metalíferos en vetas dispuestas anularmente en los contactos de intrusivos magmáticos de naturaleza granítica.

Los modelos genéticos actuales para la depositación económica de W propuestos en la literatura invocan un pre-enri-

quecimiento temprano durante la diferenciación de un magma granítico seguido de una redistribución de metales por fluidos ortomagmáticos relacionados, lo que resulta en una mineralización de wolframita y/o scheelita más o menos proximal al cuerpo intrusivo (Monnier et al. 2021, Lecumberri-Sánchez et al. 2017, Korges et al. 2018).

Las edades absolutas obtenidas por Morosini et al. (2017) indican una relación temporal de los cuerpos tonalíticos y graníticos con el emplazamiento posterior de las vetas mineralizadas (Ramos y Ortiz Suárez 2005). Estas distintas sucesiones también tienen implicancia en la edad de la deformación que presentan las unidades, sugiriendo un metamorfismo y deformación ordovícico y otro posterior probablemente siluro-devónico (Famatiniano tardío, Ramos 2018). Los signos de deformación que presenta la scheelita (estiramiento, sombras de presión y extinción ondulosa) y la presencia de cuarzo poligonal, evidencian que las vetas son previas a una fase de deformación, así mismo la geometría de las mismas, expuesta más arriba, se vincularía probablemente a la deformación transpresiva sinistral propuesta por von Gosen (1998), para la parte sudoeste de la Sierra de San Luis y que produjo la inflexión del granito La Escalerilla.

CONSIDERACIONES FINALES

A partir de la información analizada se sugiere una relación temporo-espacial entre las vetas mineralizadas y los granitoides de la región, siendo las vetas emplazadas durante las facies tardías de la cristalización de los intrusivos. La composición de estos, puede considerarse, globalmente, como monzogranítica, levemente peraluminosa, con tendencia alcalina, caracterizados como tipo S y con alto índice de diferenciación. Las características geoquímicas de estos intrusivos coinciden en gran medida con granitos relacionados a elementos incompatibles como Sn, W, U y Mo, entre otros, lo cual hace pensar que este granitoide, estaría relacionado genéticamente con los depósitos vetiformes de wolframio.

El tipo de deformación de las vetas podría adjudicarse a un estadio tardíocinemático del Famatiniano ya que la edad radiométrica de las vetas portadoras de wolframio (431.9 Ma) es más joven que las edades promedio de los intrusivos del granito La Escalerilla (480 y 468 Ma), las cuales corresponden al límite Cámbrico-Ordovícico.

Durante el emplazamiento del granito La Escalerilla se habrían producido fenómenos deformativos compresionales determinantes del clivaje de sus encajantes y luego por su enfriamiento los procesos de contracción térmica. Así, durante el enfriamiento y consolidación del Granito La Escalerilla

se produjo la reducción volumétrica que favoreció el emplazamiento de las vetas subparalelas a su contacto con el encajante de la Formación San Luis. Por otra parte, la contracción térmica diferencial del cuarzo con respecto a los demás minerales formadores del granito promovió la concentración, en la cúpula, de los fluidos mineralizantes enriquecidos de wolframio. Estos fluidos que escaparon por fracturas dilatantes se emplazaron y originaron las vetas que constituyen los depósitos de San Román y La Puntana.

Finalmente, se propone un mecanismo termotectónico poco considerado en la bibliografía como modelo de generación de dilatación responsable de la concentración y emplazamiento de mineralizaciones, que se relaciona con las vetas de wolframio del Valle de Pancanta y que podría extenderse a otros depósitos con litologías e historia tectónica de similares características.

AGRADECIMIENTOS

Se desea dejar constancia de nuestro agradecimiento a los colegas por sus comentarios, críticas y sugerencias que mejoraron la comprensión del trabajo. Los trabajos se desarrollaron en dependencias del IGEBA. Se agradecen los muy valiosos arbitrajes de los Dres. Roberto D. Martino (UNC) y Jorge Coniglio (ICBIA-UNRC) que mejoraron la claridad del manuscrito y permitieron profundizar la discusión de los mecanismos del emplazamiento termomecánico de las vetas.

REFERENCIAS

- Angelelli, V. 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Vol. I y II. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.
- Berthé, D., Choukroune, P. y Jégouzo, P. 1978. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* 1 (1): 31-42.
- Blevin, P.L. y Chappell, B.W. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia; the metallogeny of I-and S-type granites. *Economic Geology* 90(6): 1604-1619.
- Bowers, T.S. 1991. The deposition of gold and the other metals: Pressure-induced immiscibility and associated stable isotope signatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 2417-2434.
- Brodtkorb, M.K. de, Pezzutti, N.E. y Dalla Salda, L. 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la provincia de San Luis. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 181-190.
- Brodtkorb M.K. de, Fernández, R.R. y Pezzutti, N. 1999. Yacimientos de wolframio asociados a metavolcanitas y metasedimentitas, San Luis. En: Zappettini, E. (ed.) Recursos minerales de la República Argentina. SEGEMAR, Anales 35: V. I: 323-335. Buenos Aires.

- Brogioni, N., Parrini, P. y Pecchioni, E. 1994. Magmatismo pre y sincollisional en el Cordón de El Realito, Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 962-966, Concepción.
- Brogioni, N., Parrini, P. y Pecchioni, E. 2005. Petrología del magmatismo de arco pre-deformacional en el cordón de El Realito y la zona norte del plutón La Escalerilla. Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 495-512.
- Carocci, E., Marignac, C., Cathelineau, M., Truche, L., Poujol, M., Boiron, M.C. y Pinto, F. 2021. Incipient Wolframite Deposition at Panasqueira (Portugal): W-Rich Rutile and Tourmaline Compositions as Proxies for the Early Fluid Composition. *Economic Geology* 116(1): 123-146.
- Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, M.C. 2014. Las vulcanitas de la Formación San Luis (Sierra de San Luis, Argentina): Nueva edad (SHRIMP) y geoquímica isotópica (Sr-Nd). 18 Congreso Geológico Argentino, Neuquén.
- Chappell, B.W. y White, A.J. 1974. Two contrasting granites types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 83(1-2): 1-26.
- Chappell, B.W. y White, A.J. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489-499.
- Costa, C.H., Gardini, C., Ortiz Suárez, A., Chiesa, J., Ojeda, G., Rivarola, D., Strasser, E., Morla, P., Ulacco, J., Tognelli, G., Carugno Durán, A., Vicinguerra, H., Sales, D. y Alonso, S. 2005. Hoja Geológica 3366-I San Francisco del Monte de Oro. Provincias de San Luis, Mendoza y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 278, 110pp., Buenos Aires.
- Engineering Toolbox 2003. Thermal expansion – Linear expansion coefficients (online). https://www.engineeringtoolbox.com/linear-expansion-coefficients-d_95.html (consultado: 20 noviembre 2022).
- Ferenc, S. y Uher, P. 2007. Magnesian wolframite from hydrothermal quartz veins in the Rochovce granite exocontact, Ochtiná, Western Carpathians, Slovakia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen* 183 (2): 165-172.
- Fournier, R.O. 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. *Reviews in Economic Geology* 2: 45-61.
- Fournier, R.O. y Potter II, R.W. 1982. An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000 bars. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, 46 (10): 1969-1973.
- García, H.H. 1981. Formas de depósitos minerales. Asociación Argentina de mineralogía, petrología y sedimentología, Serie Didáctica n°4, Buenos Aires, 50p.
- Guilbert, J.M. y Park, C.P Jr. 1986. The geology of ore deposits. Freeman & Co. 985 pp., New York.
- Herrera, V., Cembrano, J., Olivares, V., Kojima, S. y Arancibia, G. 2005. Precipitación por despresurización y ebullición en vetas hospedadas en un dúplex de rumbo extensional: evidencias microestructurales y microtermométricas. *Revista Geológica de Chile* 32 (2): 207-228.
- Johnson, S.E., Won Joon Song, Cook, A.C., Vel, S.S. y Gerbi, C.C. 2021. The quartz $\alpha \leftrightarrow \beta$ phase transition: Does it drive damage and reaction in continental crust? *Earth and Planetary Science Letters* 553 116622:1-12.
- Korges, M., Weis, P., Lüders, V. y Laurent, O. 2018. Depressurization and boiling of a single magmatic fluid as a mechanism for tin-tungsten deposit formation. *Geology* 46(1): 75-78.
- Larrovere, M.A., de los Hoyos, C.R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A. y Belmar, M.E. 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of northern Sierras Pampeanas, Argentina: Characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2-3): 279-297.
- Llambías, E.J., Quenardelle, S., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1996. Granitoides sin-cinemáticos de la Sierra central de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas3: 487-496. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., A.M. Sato, A. Ortiz Suárez y C. Prozzi 1998. The granitoids of the sierra de San Luis. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.) The proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publication N° 142: 325-341.
- Le Corre, C.A. y Rossello, E.A. 1994. Kinematics of Early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (3/4): 301-308.
- Lecumberri-Sánchez, P., Vieira, R., Heinrich, C.A., Pinto, F. y Wälle, M. 2017. Fluid-rock interaction is decisive for the formation of tungsten deposits. *Geology*, 45(7): 579-582.
- Liu, X. y Changhao, X. 2020. Wolframite solubility and precipitation in hydrothermal fluids: Insight from thermodynamic modeling. *Ore Geology Reviews* 10.1016/j.oregeorev.2019.103289.
- López de Luchi, M.L., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A. y Naumann, R. 2007. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24(2-4): 138-166.
- Monchablón, A. 1956. Yacimientos de wolframio de la provincia de San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. 35 pp., Buenos Aires.
- Monnier, L., Melleton, J., Vanderhaeghe, O., Salvi, S., Lach, P., Bruguier, O., Benmammar, A., Bailly, L., Béziat, D. y Gloaguen, E. 2021. Episodic precipitation of Wolframite during an Orogen: The Echassières District, Variscan Belt of France. *Minerals*, 11, 923. <https://doi.org/10.3390/min11090923>.
- Morosini, A., 2011. El Granito La Escalerilla, Provincia de San Luis. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Luis, p. 434 (inédito).
- Morosini, A. y Ortiz Suárez, A. 2010. La deformación famatiniana del granito La Escalerilla, Sierra de San Luis. *Revista Asociación Geológica Argentina* 67 (4): 481-493.
- Morosini, A. y Ortiz Suárez, A. 2011. El metamorfismo de contacto del granito La Escalerilla en el área de La Carolina, San Luis. *Revista Asociación Geológica Argentina* 68 (2): 279-291.

- Morosini, A.F., Ortiz Suárez, A.E., Otamendi, J.E., Pagano, D.S. y Ramos, G.A. 2017. La Escalerilla pluton, San Luis Argentina: The orogenic and post-orogenic magmatic evolution of the famatinian cycle at Sierras de San Luis. *Journal of South American Earth Sciences* 73: 100-118.
- Ortiz Suárez, A. 1999. Geología y Petrología del área de San Francisco del Monte de Oro, San Luis. Tesis Doctoral UNSL, 258 pp.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E.J. 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48 (5-6): 269-277.
- Plevova, E. Vaculikova, L., Kozusnikova, A., Ritz, M. y Simha Martynkova, G. 2016. Thermal expansion behaviour of granites. *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry* 123: 1555–1561. DOI 10.1007/s10973-015-4996-z.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La formación San Luis. 1° Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas, Actas, San Luis.
- Ramos, G. 2001. Preliminary studies of stable isotope data in the Pancanta-La Carolina tungsten district. San Luis, Argentina. 3° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Pucón, Chile. Versión digital: 527-530.
- Ramos, G. y Ortiz Suárez, A.E. 2005. Edad de la Mineralización de wolframio del Valle de Pancanta y su implicancia en la Evolución del magmatismo de la región. En: Aceñolaza F.G. (ed.) Simposio Bodenbender Serie Correlación Geológica, 19: 103-112.
- Ramos, G., Malvicini, L., Ortiz Suárez, A. y Vinciguerra, H. 1999. Geología en la mina El Porvenir en el distrito wolframífero de Pancanta y su relación con el granito de La Escalerilla, Provincia de San Luis, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 320-322. Salta.
- Ramos, V.A. 2018. The Famatinian orogen along the protomargin of Western Gondwana: Evidence for a nearly continuous Ordovician magmatic arc between Venezuela and Argentina. En: Folguera et al. (eds.). *The evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer Earth System Sciences, 6: 154-183.
- Robert, F., Boullier, A. y Firdaous, K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research* 100: 12861-12879.
- Rossello, E.A. 2005. Influencia de la dilatación termal diferencial del cuarzo en la generación y control estructural de depósitos diseminados: una hipótesis de trabajo. En: Méndez, V., Herrmann, C. y Mutti, D.I. (eds.). *La Minería, Madre de industrias, es una actividad sostenible*, 249-257, Buenos Aires.
- Rossello, E.A. 2007. Controles termotectónicos del emplazamiento de mineralizaciones: una hipótesis de trabajo. *Geociências* 26 (3), 191-201 (ISSN 0101-9082).
- Rossello, E.A. y Reynard, B. 1997. Primary porosity in granitic rocks due to differential thermal expansivity of quartz and feldspars at the a-b quartz transition. 2° International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 151. Salvador, Brasil.
- Sánchez, V., Ortiz Suarez, A. y Prozzi, C. 1996. Geología y petrografía de la tonalita Bemberg, Provincia de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 669-677. Buenos Aires.
- Sato, A.M. 1993. Deformación de la tonalita precinemática de Las Verbenas, Sierra de San Luis, Argentina. 1er. Simposio Internacional del Neoproterozoico - Cámbrico de la Cuenca del Plata. Uruguay.
- Sato, A.M. y Llambías, E.J. 1994. Granitoides pre-cinemáticos del sur de la Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno Actas 2: 1200-1204. Concepción.
- Sato, A.M., Ortiz Suarez, A., Llambías, E.J., Cavarozzi, C.E., Sánchez, V., Varela, R. y Prozzi, C. 1996. Los plutones pre-oclóyicos del sur de la Sierra de San Luis: Arco magmático al inicio del ciclo Famatiniano. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 259-272. Buenos Aires.
- Sato, A.M., González, P. y Llambías, E.J. 2003. Evolución del Orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (4): 487-504.
- Serway, R. y Jewett, J.W. 2005. *Principles of Physics: A calculus-based text*. Cengage Learning, p.506. ISBN0-534-49143-X).
- Simon, F.O. 1972. The distribution of chromium and tungsten in the rocks and minerals from the southern California batholith. Ph D. thesis, University of Maryland, 130 pp.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.) *The proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London. Special Publication N° 142: 259-281.
- Skinner, B.J. 1966. Thermal expansion. En: Clark Jr., S.P. (ed.), *Handbook of Physical constants*. Geological Society America, Memoir 97: 75-96.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. y López de Luchi, M.G. 2008. Time constraints on the Famatinian and Achalian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 25 (3): 336-358.
- Sosa, G., Ramos, G., Ulacco, J.H., Urbina, N.E., Lacreu H.L. y Oggier, F.P. 2001. Metalogenia de la Sierra de San Luis. Parte I: Proterozoico Superior a Pérmico Inferior. 7° Congreso de Geología Económica, Actas 1: 15-20. Salta.
- Vinciguerra, M.H. 1999. Geología y petrografía del sector central del granito de La Escalerilla, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. UNSL. Inédito. 65pp.
- Volfson, F.I. y Yákovlev, F.I. 1982. Estructuras de los campos y yacimientos metalíferos. Editorial Mir, 332 pp., Moscú.
- von Gosen, W. 1998. Transpressive deformation the Southwestern parte of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Science* 2 (3): 233-264.
- von Gosen, W. y Pozzi, C. 1996. Geology, structure and metamorphism

- in the area south of La Carolina (Sierra de San Luis, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 301-314. Buenos Aires.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean Margin of Gondwana. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.), The Proto-Andean Margin. Geological Society of London. Special Publication N° 142: 235-258.
- von Gosen, W., Loske, W. y Prozzi, C. 2002. New isotopic dating of intrusive rocks in the Sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history of the Eastern Sierras Pampeanas. Journal of South American Earth Sciences 15: 237-250.
- Wilkinson, J.J. y Johnston, J.D. 1996. Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation. Geology 24 (5): 395-398.
- Zhang, Z., Mao, J., Yang, J., Wang, Z. y Zhang, Z. 2003. Geology and genesis of the Ta'ergou skarn - quartz vein tungsten deposit in the North Qilian Caledonian Orogenic Belt, Northwest China. Resource Geology 53 (2): 101-114.