



El skarn magnésico de Pampa del Pongo: Un megayacimiento de hierro en la Cordillera de la Costa del sur del Perú

Gustavo Calvo¹, Omar Rodríguez¹, Marco Serrano², Fernando Tornos³, Rildo Rodríguez⁴, Francisco Velasco⁵, Marco Contreras¹, Javier Ochoa¹, Milena Urbina¹, y Marco Sapacayo¹

¹ Buenaventura Ingenieros S.A., Larrabure y Unanue 146, Lima, Perú

² Jinzhao Mining Perú, c/ Colombia 791, San Isidro, Lima, Perú

³ Instituto Geológico y Minero de España, Río Rosas 23, 28003 Madrid, España

⁴ Instituto Geológico Minero Metalúrgico del Perú (INGEMMET), Av. Canadá s/n, Lima, Perú

⁵ Dpto. de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco, Barro Sarriena s/n 48940 Lejona, Vizcaya, España

1. Introducción

El yacimiento de Pampa del Pongo (PDP) está situado en la localidad de Bella Unión, provincia de Caravelí, departamento de Ica (74° 50" W y 15° 23" S). PDP es uno de los mayores skarns de hierro del mundo, con un recurso estimado >3,000 Mt @ 40 % Fe, 0.1 % Cu, 0.1 g/t Au. El yacimiento se encuentra en la parte septentrional de la cuenca miocénica de Pisco, desarrollada sobre el antiguo arco volcánico jurásico (Formación Río Grande) y dentro del distrito minero de Marcona, donde existen otros yacimientos conocidos tales como Marcona (1,900 Mt @ 55.4 % Fe, 0.12 % Cu), Mina Justa (413 Mt @ 0.79 % Cu, 0.05 g/t Au, 3.8 g/t Ag), Hierro Acarí (40 Mt @ 66 % Fe), y Cobrepampa (~5 Mt @ 2-5 % Cu), los cuales forman parte de un estrecho cinturón de depósitos de óxidos de hierro con cantidades muy variables de cobre y oro, emplazados en el margen occidental de la Cordillera de la Costa, que se extiende entre Santiago de Chile y el sur de Lima, a lo largo de una distancia aproximada de 3,300 km (Sillitoe, 2003).

El yacimiento PDP no aflora en superficie y fue descubierto por Río Tinto en 1994, gracias a anomalías aeromagnéticas identificadas en una zona cubierta por sedimentos recientes (Hawkes et al., 2002). Trabajos de exploración posteriores han incluido transiente electromagnético (TEM), gravimetría, y la perforación de 253 sondeos diamantinos (147,000 m). En la actualidad la empresa Jinzhao Mining Perú, operadora del proyecto, está completando los estudios básicos necesarios para iniciar la etapa de factibilidad.

2. Geología

Los estudios geológicos realizados en los alrededores de PDP, han permitido revisar las características y edades de las unidades estratigráficas establecidas (Fig. 1).

El basamento del distrito de Marcona está conformado por orto- y paragneis del Complejo Basal de la Costa, de edad mesoproterozoica, perteneciente al Macizo de Arequipa (Caldas, 1987; Loewy et al., 2004).

Discordante sobre este basamento se encuentran, rellenando grábenes, calizas en estratos delgados con, en la base, algunas intercalaciones de tilloides/diamictitas con fragmentos polimícticos del basamento, soportados e intercalados con metapelitas y metamargas (Brecha Chiquerio), que corresponden a la Formación San Juan (~150 m) del Paleozoico inferior(?).

Discordante sobre la anterior, se encuentra la Formación Marcona (600 m), principal metalotecto del distrito, donde se han reconocido tres secuencias características que, de la base a techo, son las siguientes:

- dolomías en estratos gruesos y masivos;
- lutitas y areniscas;
- areniscas y brechas sedimentarias con clastos de dolomía;
- un paquete de estratos gruesos y masivos de dolomías.

Atribuimos esta formación al Carbonífero por sus similitudes litológicas con los grupos Ambo y Tarma (Atchley, 1956; Hudson, 1974).

Tras un hiato y posterior erosión durante el Aaleniano-Bajociano (Jurásico Medio), se depositó la Formación Río Grande (350 m), constituida por una secuencia inferior de brechas volcánicas intercaladas con lavas dacíticas, y una

secuencia superior conformada por areniscas rojizas intercaladas con horizontes delgados de caliza azulada fosilífera y brechas y lavas andesíticas. En la zona de Pampa del Pongo dominan las facies coherentes, con coladas y domos, mientras que hacia el noroeste se hacen cada vez más volcanoclásticas. Esta formación alberga mineralizaciones de tipo *iron oxide copper gold* (IOCG) en Mina Justa y en los cuerpos de brechas y filones de magnetita de PDP.

Sobreyaciendo con contacto gradacional, se encuentra la Formación Jahuay, del Kimmeridgiano-Titoniano (Jurásico Superior), constituida por intercalaciones de calizas fosilíferas gris oscuras y calcarenitas de grano grueso con

canales conglomeráticos (300 m).

Seguidamente se depositaron, con ligera discordancia angular, una secuencia de areniscas cuarzosas, limolitas con niveles de caliza, y hacia el techo horizontes delgados de arenisca tobácea verde y lavas andesíticas (300 m), correspondientes a la Formación Yauca, del Neocomiano (Cretácico Inferior).

Por último, durante el Cenozoico se desarrolló un evento tectónico distensivo que originó grabens y horsts (cuenca Pisco oriental) donde se depositaron areniscas tobáceas intercaladas con horizontes delgados de diatomitas y arcillas (250 m), pertenecientes a la Formación Pisco, del Mioceno.

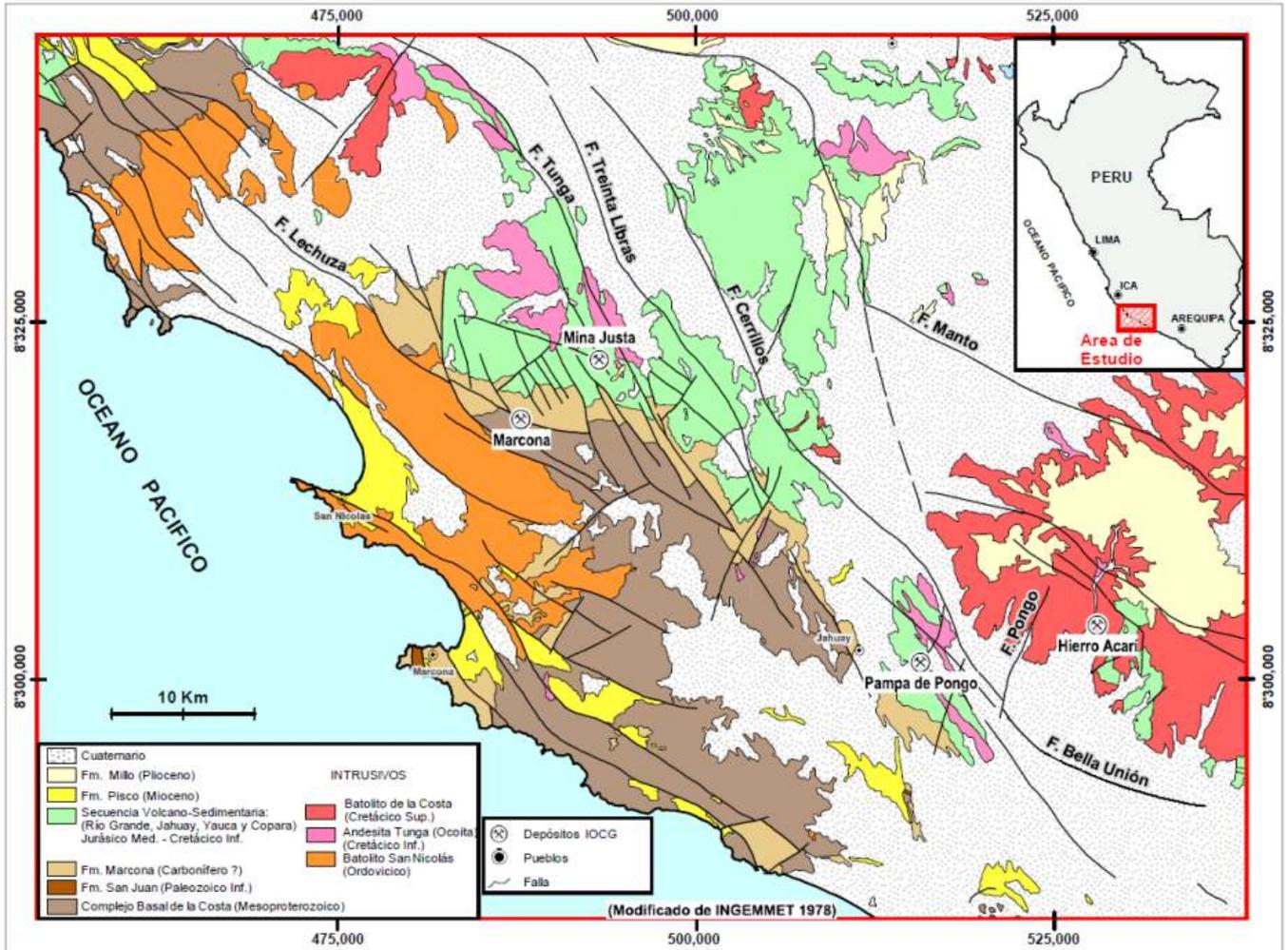


Figura 1. Mapa geológico generalizado del distrito de Marcona.

El evento magmático más antiguo registrado corresponde al Batolito de San Nicolás, de edad Ordovícico. Algunos datos inéditos indican que ciertos cuerpos intrusivos atribuidos a este batolito corresponden en realidad a eventos magmáticos de edades Permo-Triásico, Jurásico Medio, y Cretácico (Chara, 2000).

El Batolito de la Costa aflora al este de la zona mineralizada y está separado de la misma por la Falla Bella Unión. En este sector del batolito predominan cuarzo-dioritas, y los afloramientos más cercanos a la mineralización han sido datados en 109 ± 4 Ma (Vidal et al., 1990).

Toda la secuencia del Paleozoico y Mesozoico está cortada por abundantes diques, sills, y pequeños stocks de andesita porfírica (de facies ocoíta) y microdiorita, los cuales generalmente son anteriores a la mineralización de PDP y al emplazamiento del Batolito de la Costa.

3. Mineralización

El depósito de Pampa del Pongo consiste en una masa estratoide de magnetita semi-masiva a masiva, que presenta una forma elipsoidal aplastada grosera de dirección NNW-SSE, con un eje mayor de unos 7 km, una

anchura entre 0.7 y 1.2 km, y una potencia que varía entre 120 y 600 m. Este cuerpo se extiende en algunos casos hasta el basamento mesoproterozoico. La mayor parte de la mineralización (>90 %) se encuentra remplazando a la

dolomía de la Formación Marcona, y presenta una mineralogía típica de los skarns magnésicos (Fig. 2). En la zona mineralizada se han distinguido varias etapas de alteración-mineralización.

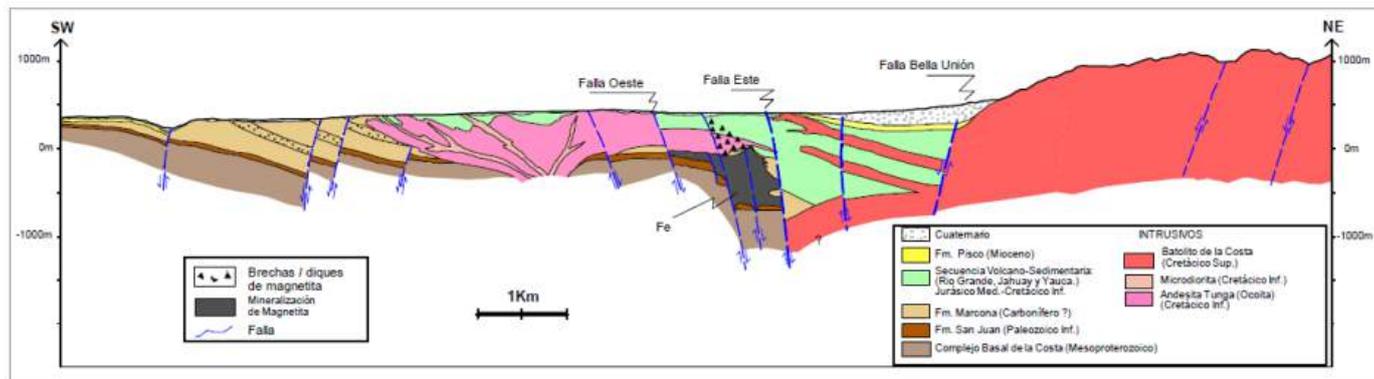


Figura 2. Sección transversal del yacimiento Fe(-Cu-Au) de Pampa del Pongo.

La Etapa I correspondió al desarrollo de un skarn prógrado, formado por una zona de dolomita y forsterita casi totalmente remplazada por diópsido (di_{90-100}) y unas pequeñas zonas de grandita y de grandita-cuarzo. La forsterita y el diópsido están parcialmente alterados a flogopita, tremolita y clorita-Mg. En general se observan escasos vestigios de este skarn inicial así como del protolito de dolomía y otras posibles rocas de silicatos cálcicos (metamarga).

En la Etapa II se originó la mayor parte de la mineralización de hierro, ligada a un extenso skarn retrógrado, desarrollado directamente sobre la dolomía, con serpentina, magnetita y dolomita, y cantidades menores de flogopita, talco y clorita-Mg.

Durante la Etapa III se produjeron varios pulsos de remplazamiento de baja temperatura, donde muchos silicatos son inestables. La paragénesis está dominada por magnetita, dolomita, calcita, cuarzo, y sulfuros (básicamente pirita, calcopirita, y pirrotina); la pirrotina se puede encontrar en grandes cristales tabulares que están remplazados por magnetita, carbonatos, pirita y marcasita. En esta etapa se han distinguido varios eventos de mineralización texturalmente diferentes.

Las etapas II y III probablemente representan un continuum relacionado a un sistema hidrotermal de larga duración, con caída gradual de la temperatura desde unos 250°C hasta temperaturas geotermales. Fue en estas etapas que se produjo la precipitación de los minerales ricos en hierro, mientras que en la Etapa I tan sólo se produjo una entrada de sílice en el sistema.

Las rocas de silicatos cálcicos están remplazadas por un skarn cálcico dominado fundamentalmente por hedenbergita. En todas estas rocas se observa un crecimiento de grandita, que es remplazada por un granate andradítico (ad_{90-100}). Sólo muy localmente la grandita y la hedenbergita están remplazadas por un skarn retrógrado con magnetita-actinolita (esta facies representa menos del 1 % de la mineralización).

La mineralización se presenta dentro de una gran zona de alteración hidrotermal de dimensiones decakilométricas que excede con mucho la extensión la Formación Marcona y afecta a toda la secuencia

estratigráfica hasta la Formación Yauca. Igualmente, los abundantes diques de microdiorita y, en menor medida, de ocoíta que cortan a la Formación Marcona están alterados hidrotermalmente y localmente mineralizados. En este gran halo desarrollado alrededor de la mineralización principal, existe una alteración temprana representada por albita - actinolita - clorita (- epidota - calcita) superimpuesta por otra potásica dominante, con biotita y luego feldespato potásico y actinolita, con cantidades menores de clinopiroxeno, escapolita y epidota, que se desarrollan preferentemente en la andesita más permeable y a favor de contactos litológicos y fallas. Localmente se desarrolla un periskarn cálcico (en el sentido de Zharikov, 1970) formado por diópsido-hedenbergita, plagioclasa y grandita. Las rocas volcánicas y sedimentarias suprayacentes a la Formación Marcona están cortadas por abundantes venillas de calcita y cuarzo - acompañadas de silicificación - que son interpretadas como producto de la circulación de los fluidos "exhaustos" en la periferia de la mineralización.

En el extremo noroeste de la mineralización principal (Zona 2) existe un cuerpo mineralizado vertical de aproximadamente 500 m de diámetro que corta toda la secuencia hasta la Formación Yauca, y que está formado por brechas hidrotermales y filones que engloban aproximadamente el 10 % del total de los recursos. Los filones, multidireccionales y con potencias de hasta 10 m, están formados por magnetita, dolomita, calcita, y cuarzo ocasional. Los cuerpos de brecha son muy irregulares y gradan desde *stockworks* y brechas *crackle*, cementados por magnetita y carbonatos, a brechas hidrotermales con fragmentos hasta métricos, con poco desplazamiento y soportados por un cemento similar al anterior; es de destacar la presencia sistemática de serpentina formando una primera zona en el relleno de la brecha

Hasta el momento, no se han identificado rocas ígneas que pueden ser interpretadas inequívocamente como las responsables de la formación de este extenso sistema magmático-hidrotermal. El yacimiento PDP está localizado dentro de un corredor estructural de deformación dúctil-frágil, de dirección NNW-SSE, desarrollado entre las fallas regionales Treinta Libras y

Cerrillos-Bella Unión (Fig. 1). En detalle, la morfología de los cuerpos mineralizados y las anomalías magnetométricas sugieren que el control local del remplazamiento son estructuras tensionales N110°-120° desarrolladas en un contexto transcurrente sinistral, relacionado con la subducción oblicua de la placa de Nazca.

4. Discusión: Origen, evolución y relación con los depósitos cercanos

La mineralización dominante en PDP está relacionada con un skarn magnésico clásico, aunque también existe una proporción menor de magnetita asociada a brechas y filones hidrotermales, a un skarn cálcico, o a una asociación de tipo IOCG. En este marco, la presencia de rocas volcánicas coherentes en la Formación Río Grande, fue probablemente crítica para el confinamiento de la mineralización en la Formación Marcona, actuando como un sello que favoreció el escape lateral de los fluidos hidrotermales e inhibió el remplazamiento de las rocas volcánicas. La presencia de rocas volcanoclásticas hubiera favorecido la formación de mineralizaciones tipo IOCG como las conocidas en Mina Justa (Chen et al., 2010) y Candelaria (Marschik y Fontboté, 2001). De este modo, la formación de la mineralización en brechas y filones podría estar ligada a la fracturación hidrotermal de la Formación Río Grande y suprayacentes debido al incremento de la presión hidrostática producida por la decarbonatación de la dolomía, durante la etapa de remplazamiento de esta última por serpentina.

El modelo genético implicaría la intrusión epizonal de un magma correspondiente a los primeros estadios del Batolito de la Costa, a favor de estructuras tensionales relacionadas con una deformación de desgarre. Durante su cristalización, alcanzaría la saturación en fluidos con la consiguiente exsolución, dando lugar a un sistema magmático-hidrotermal que produce el remplazamiento de la dolomía de la Formación Marcona por un skarn magnésico prógrado y de las otras litologías de la zona por un skarn cálcico y/o una alteración alcalino-cálcica. El sistema hidrotermal se reactivaría posteriormente por la circulación de fluidos ricos en hierro y sílice que dieron lugar, en condiciones de descenso progresivo de temperatura, al skarn retrógrado (Etapas II) y a los remplazamientos hidrotermales posteriores (Etapa III). Se desconocen el origen de los fluidos, la relación con la Etapa I, y la duración de este evento.

La presencia de abundantes sulfuros, aunque con mucha pirrotita temprana, y de frecuente anhidrita, sugiere que el sistema era rico en azufre pero que parte de éste estaba en condiciones oxidadas en un esquema similar a la de otros sistemas de tipo IOCG o pórfidos cupríferos. La poca proporción de Cu y la estimada baja temperatura del skarn retrógrado sugiere que o bien la relación Fe/Cu era muy alta (superior a la de otros sistemas similares) o el sistema se empobreció en Cu-Au antes de formar esta mineralización.

La información existente indica que la mineralización Fe±Cu±Au en el distrito de Marcona abarca un largo periodo que se extiende desde 177 a 95 Ma (Chen et al.,

2010; Injoque et al., 1988; Vidal et al., 1990). No disponemos en este momento de dataciones del depósito de Pampa del Pongo. Sin embargo, la alteración prógrada (Etapa I) es claramente posterior a la deposición de la Formación Yauca (<125 Ma) y a la intrusión de los diques de microdiorita y ocoíta; diques postminerales de ocoíta similares a los de PDP han sido datados con edades de 137–118 Ma en Marcona (Chen et al., 2010).

Las Etapas II y III son groseramente coetáneas pero posteriores a la facies dominante del Batolito de la Costa ya que fragmentos de esta mineralización se encuentran dentro de diques inalterados asociados al mismo. Hawkes et al. (2002) cita que el pórfido de Acarí, datado en 109 ± 4 Ma (Vidal et al., 1990), es posterior a la formación del depósito. Por lo tanto, la mejor acotación temporal para Pampa del Pongo está entre 125 y 109 Ma. De ser esto cierto, Pampa del Pongo es significativamente más joven que el depósito de Marcona (ca. 162 y 154 Ma; Injoque et al., 1988; Chen et al., 2010) y posiblemente anterior a la formación de Mina Justa (104–95 Ma; Chen et al., 2010) pero se encuadra *grosso modo* dentro del intervalo de edades correspondientes al cinturón IOCG andino (170–110 Ma; Sillitoe, 2003)

Por último, concluimos que en el distrito de Marcona al parecer coexisten diversos estilos de mineralización de tipo IOCG, sistemas de tipo magnetita-apatito y skarns, formados durante distintos eventos, siendo todos ellos parte de grandes sistemas magmático-hidrotermales similares a los que dan lugar a los principales yacimientos IOCG de la Cordillera de la Costa. Las mineralizaciones Fe±Cu±Au se desarrollaron sobre distintos tipos de protolito: rocas calcáreas (skarns de Marcona), dolomías (skarn magnésico de Pampa del Pongo), rocas volcanoclásticas de la Formación Río Grande (Mina Justa), o a modo de filones dentro del Batolito de la Costa (Hierro Acarí): fue el protolito remplazado lo que controló el estilo de la mineralización. Estos últimos son similares a los depósitos de magnetita-apatito con estructuras pegmatíticas del Norte de Chile, que han sido interpretados como cristalizados durante la transición magmático-hidrotermal (Velasco y Tornos, 2009).

Referencias

- Atchley, F.W. 1956. Geology of the Marcona iron deposit, Peru. Unpublished Ph.D. dissertation, Stanford University, 150 p.
- Caldas, J. 1978. Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí y Yauca. INGEMMET, Boletín 30.
- Chara, X. 2000. Petrografía, geocronología y exploración minera en el cuadrángulo de Ica: nuevos datos. Resúmenes, X Congreso Peruano de Geología, Lima, p. 410-424.
- Chen, H., Clark, A.H., Kyser, T.K., Ullrich, T.D., Baxter, R., Chen, Y., Moody, T.C. 2010. Evolution of the giant Marcona-Mina Justa iron oxide-copper-gold district, south-central Peru. *Economic Geology*, v. 105, p. 155-185.

- Hawkes, N., Clark, A.H., Moody, T.C. 2002. Marcona and Pampa del Pongo: Giant Mesozoic Fe-(Cu, Au) deposits in the Peruvian coastal belt. *In* Porter, T.M. (ed.) Hydrothermal Iron Oxides Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective. Volume 2. PGC Publishing, Adelaide, p. 115-130.
- Hudson, C. 1974. Metallogensis as related to crustal evolution in southwest Central Peru. Ph.D. dissertation, University of Liverpool, 246 p.
- Injoque, J., Atkin, B., Harvey, P., Snelling, N. 1988. Mineralogía, geoquímica y geocronología del skarn geotermal de hierro de Marcona. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 78, p. 65-80.
- Loewy, S.L., Connelly, J.N., Dalziel, I.W.D. 2004. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 171-187.
- Marschik, R., Fontboté, L. 2001. The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au-(Zn, Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*, v. 96, p. 1799-1826.
- Sillitoe, R.H. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view. *Mineralia Deposita*, v. 38, p. 787-812
- Velasco, F., Tornos F. 2009. Origen de las pegmatitas de magnetita-apatito de la Mina Carmen del Fierro (Atacama, Chile). *Resumen SEM, Macla n°11*, p. 197-198.
- Vidal, C.E., Injoque, J., Sidder, G.B., Mukasa, S.B. 1990. Amphibolitic Cu-Fe skarn deposit in the Central Coast of Peru, *Economic Geology*, v. 85, p. 1447-1461.
- Zharikov, V. 1970. Skarns I, II, III. *International Geol. Rev.*, p. 541-559, 619-647, 760-775.