



Modelo de evolución geológica y tectónica al suroeste de la mina Hierro Acarí (Bella Unión, Caravelí, Arequipa)

Marco Contreras ¹, Carlos Moreno ², Marco Sapacayo ³, y Marco Serrano ⁴

Contactos:

¹: macontrerasf@gmail.com; ²: geologiacarlos@yahoo.es; ³: marcosapacayo@gmail.com; ⁴: marco.serrano@jinzhaoperu.com

1. Introducción

El área de estudio se encuentra ubicada dentro de la franja metalogenética de depósitos Fe-Cu-Au (IOCG-skarn) del Jurásico-Cretácico de la Costa sur del Perú, ~60 km al sur de la ciudad de Nasca; políticamente se encuentra en el distrito de Bella Unión, provincia de Caravelí, Región de Arequipa.

Geológicamente se encuentra ubicada en el distrito minero de Marcona, y dentro del área de estudio se encuentran los yacimientos Pampa de Pongo (con más de 3Gt @ 40 % Fe, y valores de Cu) y la mina paralizada Hierro Acarí (con 40 Mt @ 66 % Fe). Debido a la importancia de estos yacimientos, estudios geológicos son necesarios para su adecuada comprensión, así como la identificación de nuevos blancos exploratorios en el área. Por ello, en el presente trabajo se propone un modelo de evolución geológica y tectónica para el sector comprendido entre la quebrada Jahuay y la Mina Hierro Acarí, basado en los estudios del contexto estratigráfico, magmático, y estructural del área (Contreras, 2014).

2. Marco geológico

2.1. Unidades

Los estudios estratigráficos, y de emplazamiento de rocas subvolcánicas y plutónicas, han definido 13 unidades litológicas, como se detalla en la Figura 1. Esas unidades incluyen (Contreras, 2014):

- gneis graníticos del Complejo Basal de la Costa, del Mesoproterozoico;
- diamictitas, tillitas, y calizas de la Formación Chiquerío, del Neoproterozoico;

- rocas dolomíticas, areniscas y dolomías, de la Formación Marcona, de posible edad Paleozoico Inferior(?);
- la secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Río Grande, del Jurásico Medio;
- calizas, areniscas, y conglomerados de la Formación Jahuay, del Jurásico Superior;
- areniscas y lutitas de la Formación Yauca, atribuidas al Cretácico Inferior;
- areniscas de la Formación Pisco, del Mioceno, y depósitos cuaternarios.
- Intrusivos subvolcánicos están representados por las andesitas porfíricas (ocoitas) de la unidad denominada Andesitas Tunga.
- Sills microdioríticos de probable edad Cretácico Inferior intruyen a las unidades pre-cenozoicas.
- Los plutones aflorantes (dioritas, cuarzo-dioritas, tonalitas a granodioritas) forman parte del Batolito de la Costa, de edad Cretácico Inferior a Superior.

2.2. Eventos tectónicos

Se han identificado cinco eventos tectónicos, predominantemente extensionales, que han controlado la sedimentación, el magmatismo, y la mineralización en el área. Los eventos iniciales generaron tres sistemas de fallas, que modelaron la configuración estructural inicial de la zona de estudio, y que fueron reactivados por los eventos posteriores, generando la configuración actual.

El primer sistema está compuesto por fallas transcurrentes sinestrales con componente normal, con rumbos NO-SE e inclinaciones que dependen de su ubicación en el sistema de horst y graben de dirección NE-SO (Fig. 1). Se generaron a inicios del Jurásico Medio; algunas fallas pre-jurásicas se reactivaron en este periodo.

Todas se reactivaron en el Mioceno medio.

El segundo sistema está compuesto por fallas normales, con rumbos ONO-ESE e inclinaciones al NE. Se unen al primer sistema de fallas, al cual su origen está ligado.

El tercer sistema está compuesto por fallas transcurrentes dextrales con componente normal, con

rumbos NE-SO e inclinaciones que dependen de la ubicación en el sistema de horst y graben de dirección NE-SO (Fig. 1). Se generaron a finales del Cretácico Inferior, antes de la mineralización en Pampa de Pongo. Posteriormente se reactivaron en el Eoceno (Contreras, 2014).

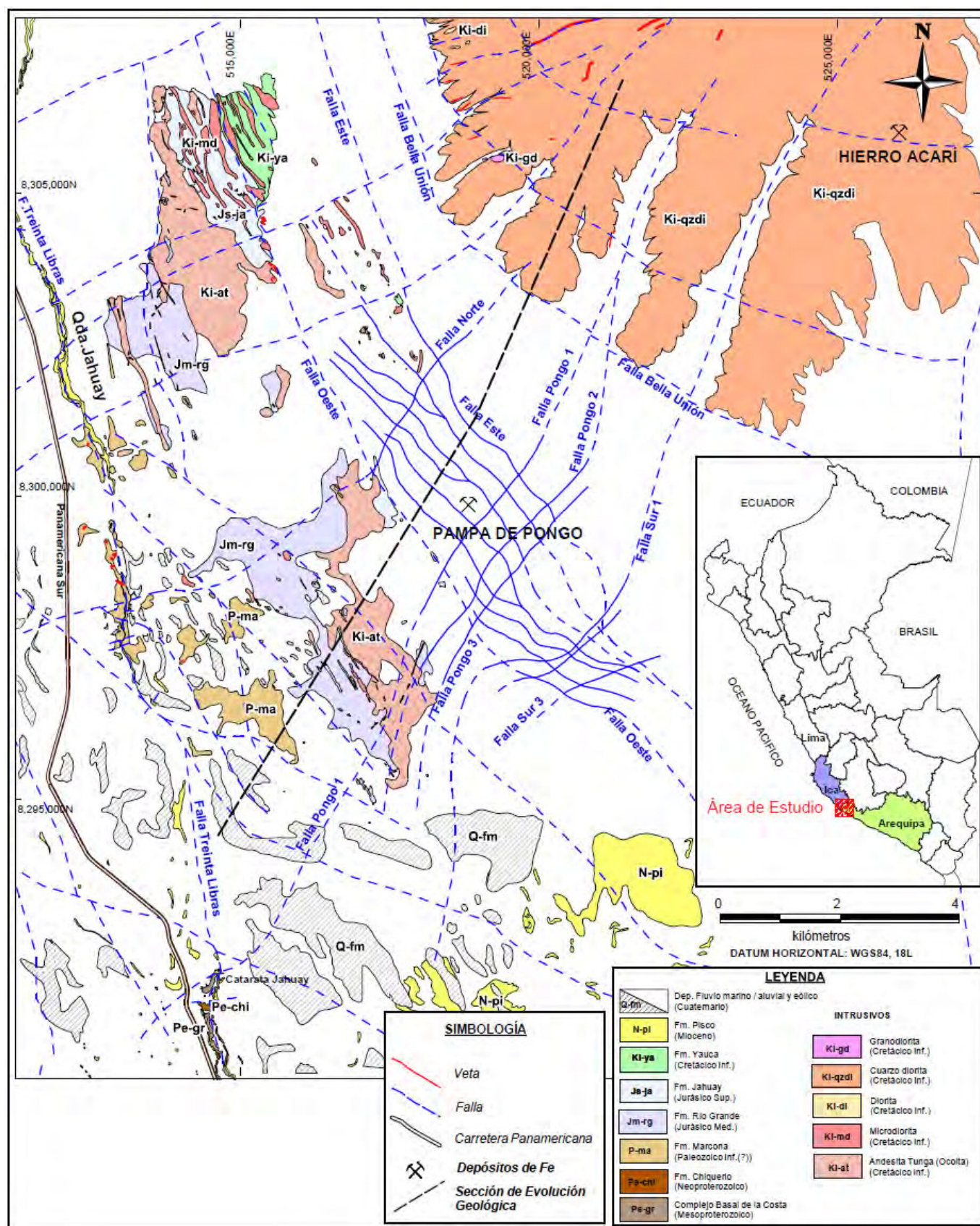


Figura 1. Mapa geológico del sector comprendido entre la quebrada Jahuy y la mina Hierro Acari (según Contreras, 2014).

2.3. Controles de la mineralización

La Formación Marcona es el principal metalotecto en el yacimiento Pampa de Pongo. En la zona mineralizada, las dolomías son reemplazadas parcialmente por magnetita, serpentina, dolomita, y sulfuros de hierro, principalmente. Son posteriores al tercer sistema de fallas (antes de ser reactivado), al emplazamiento de los intrusivos subvolcánicos, y a los tres tipos de rocas plutónicas del Batolito de la Costa. La mineralización posiblemente fue originada por un posterior pulso magmático del Batolito de la Costa, no identificado, que podría ser una monzonita (Contreras, 2014).

3. Modelo de evolución geológica y tectónica

Los estudios estratigráficos y de emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos y plutónicos sugieren que la génesis y disposición de las diferentes unidades litológicas están íntimamente relacionadas con el contexto tectónico desarrollado durante los diferentes periodos geológicos que han sido reconocidos.

3.1. Proterozoico y Paleozoico

En el Proterozoico la región estuvo probablemente sujeta a varias fases de metamorfismo regional, produciéndose rocas de variadas facies, de las cuales sólo se conocen las de emplazamiento más profundo (gneis graníticos) debido a la denudación alcanzada. Estas rocas se consideran como parte del bloque alóctono del "macizo de Arequipa", que fue acretado al cratón Amazónico hace ~1000 Ma, y luego cubierto circunstancialmente por unidades más jóvenes (Carlotto et al., 2009).

En el Neoproterozoico el área se encontraba emergida y sujeta a condiciones de enfriamiento regional y probablemente de ambientes litorales, cuyos testigos son los tilloides y diamictitas de la formación Chiquerío. Al retirarse los casquetes de hielo, la acumulación de depósitos glaciares fue seguida por una deposición calcárea, formándose la Formación San Juan. A fines del Neoproterozoico o en el Paleozoico Inferior, las rocas ya formadas fueron modificadas por un nuevo ciclo orogénico, que metamorizó las rocas de la Formación San Juan. Posteriormente la zona levantada fue erosionada, y luego afectada por una transgresión, que dio lugar a la depositación de la Formación Marcona (Caldas, 1978).

Durante la deposición de la Formación Marcona, ocurrió un descenso relativo del nivel del mar, posiblemente debido a un levantamiento de la cuenca por factores tectónicos. En consecuencia se desarrolló una sedimentación clástica, evidenciada por el miembro intermedio de la formación, identificado en todo el distrito minero de Marcona. Posteriormente la subsidencia de la cuenca permitió la deposición de potentes paquetes de rocas calcáreas (Contreras, 2014).

3.2. Hiato entre Paleozoico y Mesozoico

Entre las formaciones Marcona y Río Grande existe un hiato estratigráfico, producto de los diferentes

movimientos tectónicos y ciclos de erosión. Unidades del Paleozoico Inferior al Jurásico Medio han sido erosionadas, por lo que se deduce que después de la culminación de la "tectónica tardiherciniana", la región se habría mantenido en condiciones sub-aéreas. Según Palacios (1995), desde Cusco hasta el Perú central la tectónica tardiherciniana se caracteriza por ocasionar levantamientos en bloques, a lo largo de fallas transcurrentes NO-SE, las que dieron lugar a la formación de fosas y pilares tectónicos. Al parecer este contexto tectónico también ocurrió en la zona de estudio, lo que originó el fallamiento en bloques dispuestos en escalón descendiente hacia el este, en las formaciones Chiquerío, Marcona, y otras unidades pre-mesozoicas superpuestas a las dos anteriores, que posteriormente fueron erosionadas, como se detalla en la Figura 2A (Contreras, 2014; la línea de la sección de evolución geológica está ubicada en la Figura 1).

3.3. Jurásico

Según Jaillard et al. (2000) y Chen (2013), a inicios del Jurásico Medio se desarrolló entre Ecuador y Chile un régimen tectónico dominado por transtensión sinistral, con vectores de esfuerzo orientados SE-NO, y extensión, con vectores SO-NE, que originó una fosa tectónica orientada SO-NE. Según Contreras (2014), este contexto generó en la zona de estudio fallas transcurrentes sinistral, con rumbos NO-SE (primer sistema de fallas). Los esfuerzos extensionales con vectores SO-NE, ocasionaron la formación de horsts y grábenes orientados NE-SO, generando la componente vertical normal del primer sistema de fallas, y la formación del segundo sistema de fallas. En esta nueva cuenca se inició una acumulación de flujos lávicos a brechosos, andesíticos y dacíticos, acompañados de sedimentos clásticos (Formación Río Grande). Luego se depositaron sedimentos calcáreos y clásticos, con dirección de aportes hacia el este (Formación Jahuay), y en las porciones superiores sedimentos areno-limosos (Formación Yauca), destacando un ambiente de acumulación clástica de margen de cuenca. Esta sedimentación concluyó en el Cretácico Inferior (Fig. 2B).

Las rocas volcánicas de la Formación Río Grande sugieren que el magmatismo fue intenso a inicios del Jurásico Medio. Brechas volcánicas hialoclastíticas verduscas y niveles calcáreos con presencia de corales sugieren un ambiente sedimentario marino somero, cercano a una zona litoral. Asimismo, frecuentes alternancias de grauvacas y calizas sugieren la proximidad de ciertas áreas positivas cercanas y de movimientos verticales en la cuenca (Contreras, 2014).

Es en este contexto que se emplazó la mineralización del depósito de Marcona, según Chen et al. (2010).

Las condiciones de depositación de la Formación Jahuay fueron algo similares a las que predominaron en la sedimentación de la Formación Río Grande, aunque su naturaleza principalmente conglomerática, sin embargo con intercalaciones calcáreas presentando fósiles arrecifales, sugiere un ambiente terrestre cercano a la línea de costa, y posiblemente oscilaciones del nivel marino.

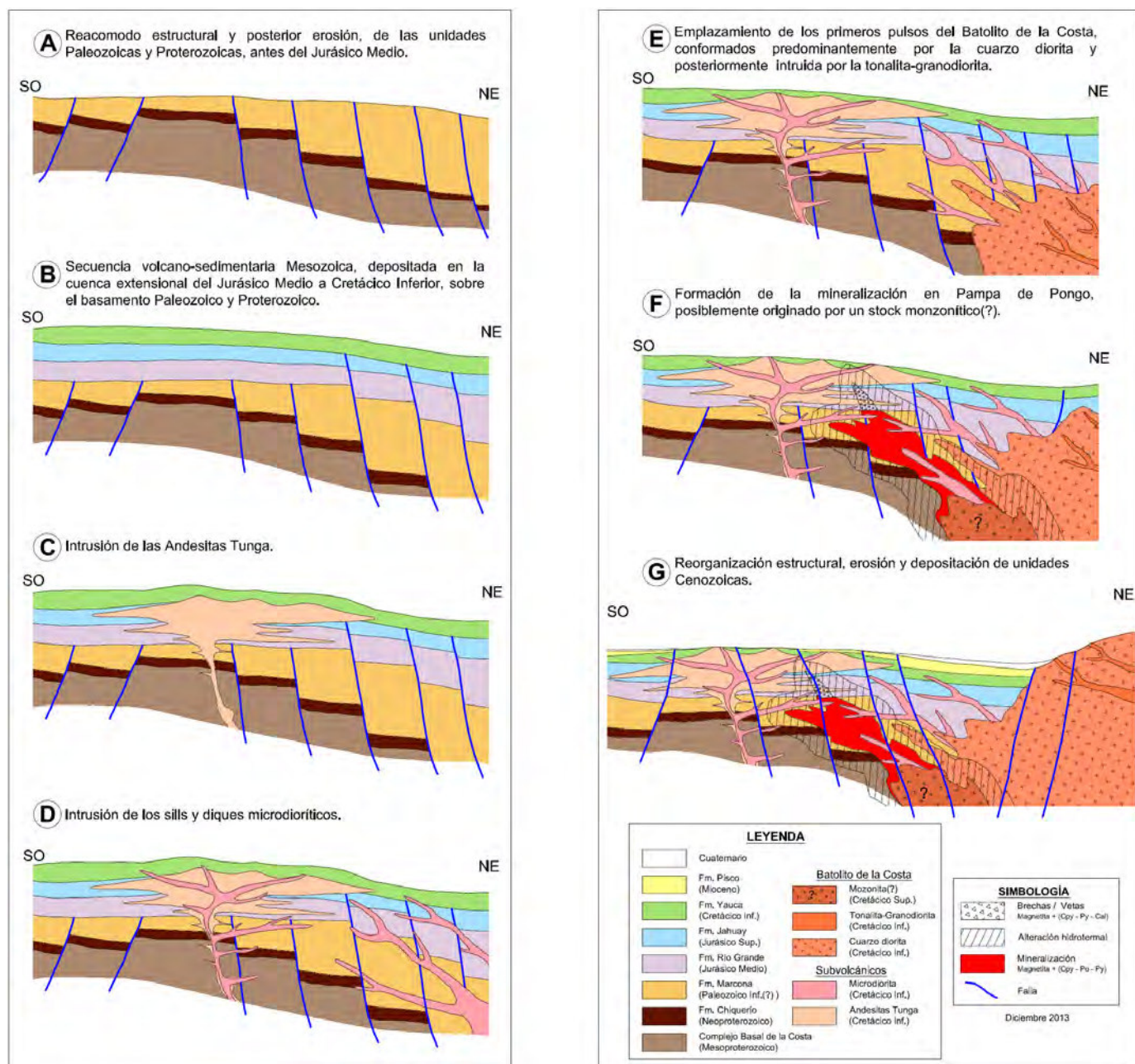


Figura 2. Modelo de evolución geológica y tectónica para el sector comprendido entre la quebrada Jahuay y la mina Hierro Acarí (según Contreras, 2014).

3.4. Cretácico

La sedimentación clástica de la Formación Yauca marca el cese de la depositación calcárea y el inicio de una acumulación de facies areno-arcillosas, reflejando probablemente un levantamiento de la cuenca, y posiblemente cambios climáticos en las áreas emergidas (Contreras, 2014).

Posterior a la deposición de la Formación Yauca, se emplazaron los sills y pequeños stocks alargados que conforman las Andesitas Tunga, cortando a las unidades predecesoras. En la zona de estudio, los stocks alargados son núcleos de lacolitos (Fig. 2C). En mapa esta unidad tiene una orientación NO-SE, que coincide con los rumbos de las fallas transcurrentes sinestrales, las cuales se generaron a inicios del Jurásico Medio (primer sistema de

fallas).

Luego del emplazamiento de las Andesitas Tunga, se emplazó un sistema de sills de composición diorítica, cortando las unidades predecesoras; la orientación NO-SE de este nuevo sistema coincidiendo también con los rumbos de las fallas transcurrentes del Jurásico Medio (Fig. 2D). Sin embargo, algunos diques andesíticos asociados a los sills dioríticos tienen direcciones oblicuas a los anteriores; por lo tanto, estas estructuras estarían indicando el inicio de un contexto tectónico diferente al que fue iniciado en el Jurásico Medio (Contreras, 2014).

Entre el Barremiano y el Aptiano la convergencia entre las placas Phoenix y Sudamericana cambió de dirección, a NNE, lo que generó un contexto tectónico de transtensión

dextral, que fue acompañado de intenso magmatismo (Injoque, 2002; Polliand et al., 2005). Este contexto generó fallas transcurrentes dextrales con componente vertical normal (tercer sistema de fallas) con rumbos NE-SO, generando un sistema de horsts y grábenes orientado NO-SE (Contreras, 2014).

En el Aptiano a Albiano continuó la transtensión dextral. A mediados del Albiano se inició aparentemente un régimen compresivo, así como el emplazamiento del Batolito de la Costa (Fig. 2E). Es durante este periodo que se formaron los depósitos de Fe-Cu-Au (IOCG) de Raúl-Condestable, Eliana, Monterrosas, y Mina Justa (Chen et al., 2013).

En el yacimiento Pampa de Pongo y en la mina Hierro Acarí, la mineralización se desarrolló luego del emplazamiento de las dioritas, cuarzo-dioritas y tonalitas-granodioritas, que forman parte de los pulsos iniciales registrados en el Batolito de la Costa. Posiblemente un stock monzonítico(?), posterior a los mencionados y todavía no identificado, es el que originó la mineralización (Fig. 2F). En efecto, intrusivos monzoníticos afloran 15 km al NE de la zona de estudio (Contreras, 2014).

3.5. Cenozoico

La Formación Yauca no se encuentra sobreyacida por unidades del Cretácico Superior ni del Paleógeno, posiblemente debido a que la región se encontraba en condiciones subaéreas en estas épocas. Posteriormente, en el Eoceno la distensión estuvo orientada NO-SE (Macharé, 1978) y se originaron horsts y grábenes, reactivándose las fallas de rumbo NE-SO (fallas del tercer sistema). Durante este intervalo de tiempo se depositaron los mayores espesores de sedimentos de la Formación Pisco.

Posteriormente, durante el Mioceno Medio la distensión fue NNE-SSO (Macharé, 1987) y en consecuencia se reactivaron los horsts y grábenes del Jurásico Medio, activándose las fallas sinestrales de rumbo NO-SE (primer sistema de fallas), que modelaron finalmente la configuración estructural en Pampa de Pongo (Fig. 2G).

Durante el Plio-Pleistoceno, el levantamiento tectónico asociado con la subducción de la Dorsal de Nazca debido a su migración al sur (Macharé et al., 1986) dio origen a la formación de abanicos aluviales, distribuidos en numerosas terrazas. Posteriormente el frente andino sufrió un basculamiento hacia el oeste por efecto de un fallamiento gravitacional a lo largo de la Depresión Ica-Nasca. La Cordillera de la Costa quedó levantada en forma de un enorme horst, hasta que por fin tomó el perfil actual (Caldas, 1987). Durante el Cuaternario reciente, el relieve fue levemente modificado por la acción eólica.

4. Conclusiones

El modelo de evolución geológica presentado ha identificado cinco eventos tectónicos extensionales: tres anteriores a la mineralización en Pampa de Pongo y Hierro Acarí, y dos posteriores a la mineralización de los mismos:

- El primer evento fue pre-Jurásico.

- El segundo evento se desarrolló a inicios del Jurásico Medio. En este periodo se generaron el primer y segundo sistemas de fallas.

- El tercer evento se desarrolló a finales del Cretácico Inferior. En este periodo se generó el tercer sistema de fallas.

- El cuarto evento se desarrolló en el Eoceno, reactivando el tercer sistema de fallas.

- El quinto evento se desarrolló en el Mioceno Medio, reactivando el primer sistema de fallas.

El principal metalotecto en Pampa de Pongo es la Formación Marcona. En la zona mineralizada las dolomías son reemplazadas parcialmente por magnetita, serpentinas, dolomita, y sulfuros de hierro, principalmente. Son posteriores al tercer sistema de fallas (antes de la reactivación de éste) y al emplazamiento de los intrusivos identificados. La mineralización posiblemente fue originada por un pulso magmático en el Batolito de la Costa, todavía no identificado, que podría haber sido de composición monzonítica.

Referencias

- Caldas J. 1978. Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí, Yauca. Boletín del INGEMMET, Seria A: Carta Geológica Nacional, v. 30, 78 p.
- Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa, L., Mamani, M., Díaz, E., Navarro, P., Jaimes, F., Velarde, T., Lu, S., Cueva, E. 2009. Dominios geotectónicos y metalogenéticos del Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 103, p. 1-89.
- 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.
- Chen, H., Cooke, D.R., Baker, M. J. 2013. Mesozoic iron oxide copper-gold mineralization in the Central Andes and the Gondwana Supercontinent Breakup. *Economic Geology*, v. 108, p. 37-44.
- Contreras, M. 2014. Definición del contexto estratigráfico, magmático y estructural del yacimiento Pampa de Pongo para construir el modelo geológico y tectónico (Bella Unión, Caravelí, Arequipa). Tesis de grado, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú, 167 p.
- Injoque, J. 2002. Fe oxide-Cu-Au deposits in Peru: An integrated view. In: Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective*, Volume 2. PGC Publishing, Adelaide, p. 97-113.
- Jaillard, E., Hérial, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby P., Lavenu, A., Dumont, J.-F. 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. In: Cordani, U., Milani, E.J., Filho, T.A., Campos, D.A., *Tectonic evolution of South America*. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 481-559.

- Macharé, J., Sébrier, M., Huamán, D., Mercier, J.-L. 1986. Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 76, p. 45-77.
- Macharé, J. 1987. La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes Centrales. Thèse doctorale, Université Paris XI, Orsay, Francia, 391 p.
- Palacios, O. 1995. Geología histórica y evolución tectónica. In: Palacios, O., Chacón, N., Sánchez, A., León, W., Canchaya, S., Aranda A. (eds.), Geología del Perú. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 55, p. 15-44.
- Polliand, M., Schaltegger, U., Frank, M., Fontboté, L. 2005. Formation of intra-arc volcano-sedimentary basins in the western flank of the central Peruvian Andes during Late Cretaceous oblique subduction: Field evidence and constraints from U-Pb ages and Hf isotopes. International Journal of Earth Sciences, v. 94, p. 231-242.