



Características litológicas y geoquímicas más resaltantes de los arcos magmáticos del Perú desde el Ordovícico

**Mirian Mamani, Rildo Rodríguez, Harmuth Acosta,
Fredy Jaimes, Pedro Navarro, y Víctor Carlotto**

INGEMMET, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú (mmamani@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

Actualmente hay muchos debates respecto al inicio de la subducción en la margen continental de Sudamérica: según Ramos & Alemán (2000), la margen continental ha sido una zona de subducción casi continua desde el Cámbrico, y, según Coira et al. (1982), la subducción de la placa Nazca empezó desde el Jurásico y la actividad magmática registrada desde ese periodo corresponde al Ciclo Andino.

En la margen continental peruana se registra rocas magmáticas de arco formadas en zonas de subducción desde el Ordovícico, y también en el trasarco a lo largo del borde este del Altiplano y borde oeste de la Cordillera Oriental donde se registra rocas magmáticas desde el Ordovícico. En los estudios que se viene realizando para la elaboración del atlas de magmatismo y geoquímica de rocas del Perú (Proyecto GR16 de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET), estamos caracterizando temporal- y espacialmente los arcos y trasarcos magmáticos para el territorio peruano. La caracterización incluye el cartografiado regional (realizado por cada proyecto), estudios de petrología, geoquímica y geocronología.

El presente resumen da a conocer los resultados preliminares de los estudios de arcos y trasarcos magmáticos, y discute la relación entre las fases distensivas y compresivas y/o inversión con el volumen de producción de rocas máficas-intermedias-félsicas, la variación geoquímica e isotópica de los magmas y su relación genética con ocurrencias de Fe, Au, Ag, Cu, Mo, W, Sn, Pb, Zn, Bi, U y REE. Finalmente hace mención a los eventos metamórficos de 480 Ma, 420 Ma, 300 Ma (Cardona et al., 2009) y 85 Ma (Acosta et al., 2012 este congreso) registrados en las rocas ígneas. Muchas veces

estas rocas ígneas afectadas por eventos metamórficos fueron cartografiadas como rocas del basamento precámbrico y/o basamento paleozoico.

2. Distribución espacial y temporal de los arcos

Los arcos magmáticos desde el Ordovícico desarrollaron un frente de arco y un trasarco (Fig. 1), y la composición química de cada arco magmático es variada (Fig. 2). La poca actividad magmática en el trasarco de algunos frentes de arco está relacionada a los periodos tectónicos compresivos y al enfriamiento cortical en esas zonas. En superficie los periodos de enfriamiento cortical están relacionados a los periodos de formación de las capas rojas continentales y a la poca producción de magmas.

Los arcos de San Nicolás, Tres Lagunas, Pataz, Paracas, Amotapes-Carabaya son el resultado de la subducción de la corteza oceánica del Proto-Pacífico por debajo de la margen oeste del continente de Gondwana (Mukasa & Henry, 1990). La migración del arco frontal es reducida (algunos pares de kilómetros), por ello muchas de las rocas formadas durante estos arcos magmáticos se superponen.

2.1. San Nicolás (443-488 Ma)

En el arco se generaron sienogranitos con fenocristales de ortosas. El trasarco está caracterizado por la producción de granitoides de composiciones que varían entre monzonitas, granodioritas y sienogranitos también con fenocristales de ortosa. La serie magmática predominante es calcoalcalina. El magmatismo de este arco representa la raíz de los arcos continentales, y estuvo sometida a una tectónica compresiva.

2.2. Tres Lagunas (416-359 Ma)

El magmatismo está predominado por basaltos y basalto-andesitas de composición toleítica y calcoalcalina (bimodal) tanto en el arco como en el trasarco. En el arco quedan restos de diques y en el trasarco se tiene

afloramientos extensos de depósitos volcánicos como flujos de lavas, brechas volcánicas e ignimbritas. El magmatismo de Tres Lagunas se formó durante una tectónica distensiva y da inicio a la inyección de material juvenil (abundantes rocas máficas) en la corteza continental.

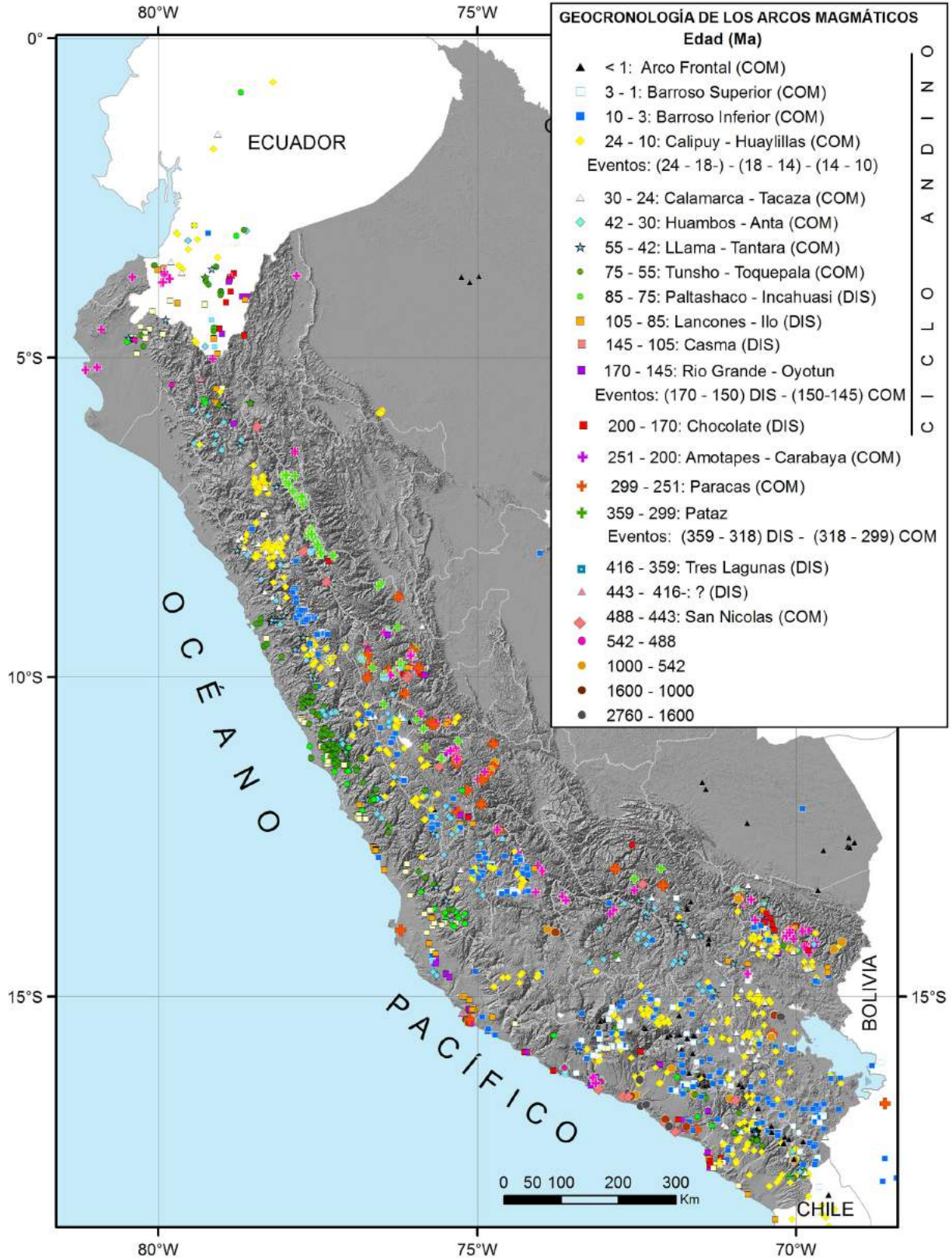


Figura 1. Mapa con la distribución de las edades radiométricas de los arcos y trasarcos. Los datos fueron tomados de <http://www.ingemmet.gob.pe/form/plantilla01.aspx?Opcion=296>. COM = Compresivo, DIS = Distensivo.

2.3. Pataz (359–299 Ma)

La actividad de este arco está dividida en dos eventos magmáticos de composición calcoalcalina: 1) Durante una tectónica compresiva entre 359 y 318 Ma se formaron sistemas volcánicos con bastante actividad explosiva (ignimbritas de la Formación Lavasen con un índice de explosividad >6) y cámaras magmáticas grandes interconectadas estancadas en la corteza superior (monzonitas, granodioritas, monzogranitos y sienogranitos del Batolito de Pataz). 2) Durante una tectónica distensiva entre 318 y 299 Ma se formaron sistemas magmáticos con menor actividad explosiva representados por diques y stocks de sienitas y diques aplíticos que cortan a los granitoides del Batolito de Pataz. Este magmatismo representa el inicio de la contaminación cortical de los magmas, llegando hasta un 20%. Además el

volumen generado por el magmatismo representa la raíz de la corteza actual de la Cordillera Oriental.

2.4. Paracas (299-251 Ma)

Durante este periodo continuo la tectónica compresiva y los magmas incrementan el porcentaje de contaminación cortical, debido quizás a que el espesor de la corteza continental se incrementa ligeramente y térmicamente empieza a ser caliente. La composición química de las rocas abarcan las series calco-alcalinas a alcalinas y principalmente intrusivos de sienogranitos y granitos con abundantes contenidos de fenocristales de feldespato potásico y hornblendas. Este magmatismo también representa un aporte en volumen de la corteza continental superior en el Pérmico.

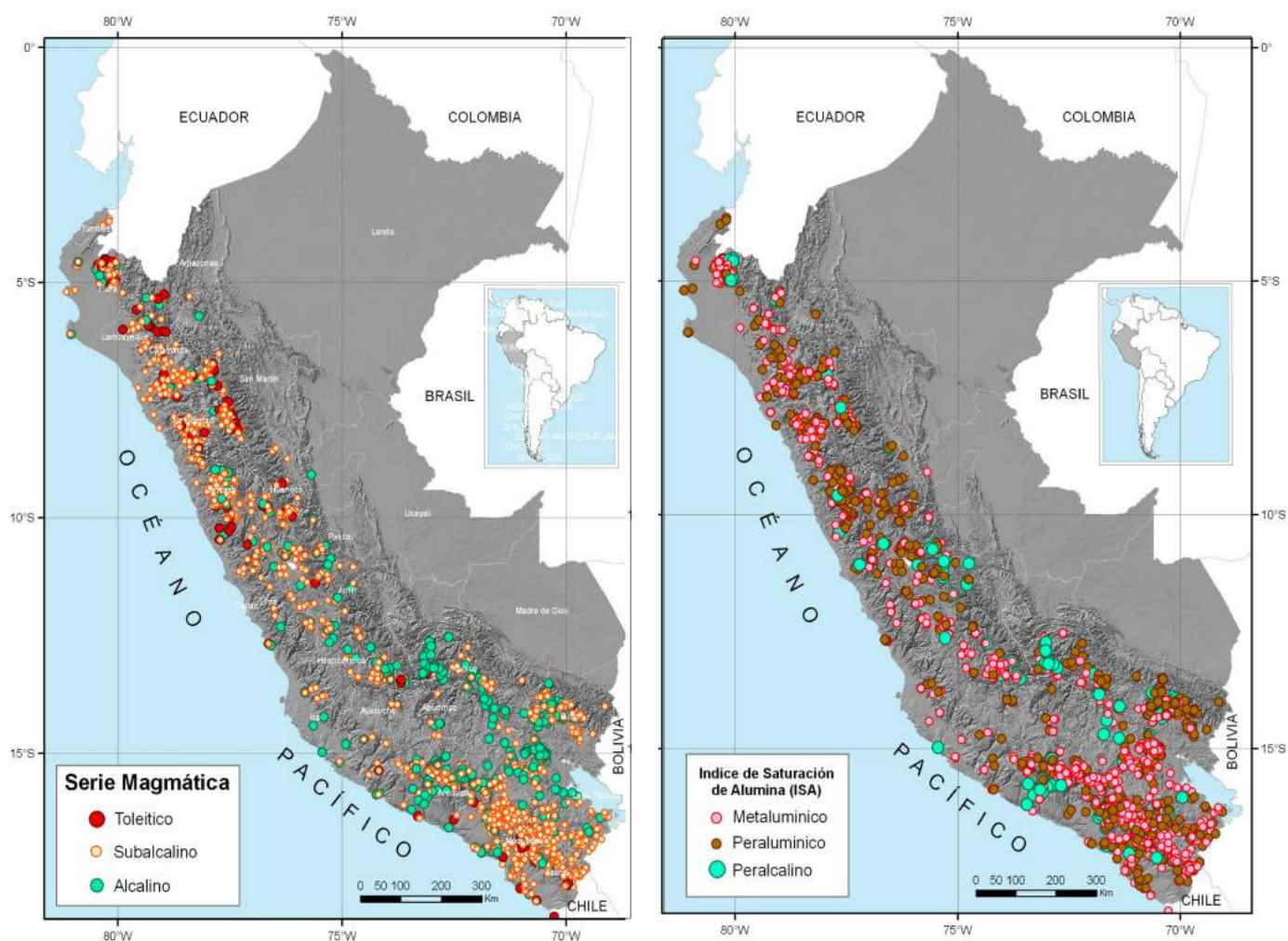


Figura 2. Mapas con la distribución espacial del tipo de serie magmática y características según el Índice de Saturación de Alúmina. La distribución es independiente de la edad de las rocas magmáticas. Datos tomados de <http://www.ingemmet.gob.pe/form/plantilla01.aspx?Opcion=316>.

2.5. Amotapes-Carabaya (251-200 Ma)

La tectónica compresiva continua y el espesor de la corteza incrementa más y estos procesos generan flujos de calor en la corteza superior (térmicamente la corteza está caliente). Bajo estas condiciones se genera la mayor

cantidad de fusión cortical por encima de 40% (anatexis) y evidencia de ello es la composición transicional entre calcoalcalina y alcalina con índices peraluminicos altos y contenidos altos de H_2O en los magmas graníticos (Fig. 2). Los granitos con mayor fusión parcial en la corteza superior tienen enriquecimiento en los elementos

radioactivos de U-Th-K y elementos de tierras raras ligeras (LREE).

A finales del Triásico superior la temperatura de la corteza empieza a enfriarse y durante este periodo se genera las capas rojas del Grupo Mitu. A inicios del Jurásico la placa Nazca empieza a subducir por debajo de la margen de un continente conformado por varios terrenos (continente de Sudamérica). El régimen tectónico empieza a ser distensivo entre 200 y 85 Ma. El magmatismo en el trasarco a partir del Jurásico inferior se va diferenciando químicamente del magmatismo de arco debido a que la litósfera subcontinental del terreno de Brasil incrementa su espesor. Por lo tanto los magmas de trasarco adquieren composición alcalina y/o tienen composición transicional entre calcoalcalino y alcalino.

2.6. Chocolate (205-170 Ma)

En el arco frontal el magmatismo es toleítico y calcoalcalino y está caracterizado por flujos de lavas de composición máfica (basaltos, basalto-andesitas) y metalumínica. No se han identificado centros volcánicos de emisión y por el modo de emplazamiento de las lavas se propone que los magmas son fisurales. En el trasarco se forman varios rifts y en los límites de horst y grábenes se generan traquibasaltos y traquiandesitas de composición calcoalcalina a alcalina. En el eje de los rift se formaron magmas peralcalinos (traquitas, monzonitas, sienitas nefelínicas). El porcentaje de contaminación cortical es mínimo y probablemente se formaron bajo pequeños grados de fusión parcial de la cuña mantélica en el arco y del manto astenosférico en el trasarco.

2.7. Río Grande-Oyotún (170-145 Ma)

En el arco se genera grandes volúmenes de flujos de lava y se intercalan con material volcanosedimentario. La composición química de los magmas es calcoalcalina. En el trasarco a lo largo de sistemas de fallas regionales se generan basaltos, traquibasaltos y andesitas. Para este periodo, en el arco y trasarco también se han identificado varias unidades de rocas intrusivas compuestas por gabros, gabrodioritas y dioritas. A finales del Jurásico el Bloque de Amotapes-Tahuin empieza a desplazarse hacia el oeste.

2.8. Casma (145-105 Ma) y Lancones-Ilo (105-85 Ma)

Los afloramientos son secuencias de flujos de lavas, sedimentos volcanoclásticos, niveles de ignimbritas y algunas veces intercalados con calizas y lutitas negras. Las rocas volcánicas varían en composición desde basaltos a riolitas, y las rocas intrusivas varían desde gabros a granodioritas y son de composición magmática bimodal (toleíticas a subalcalinas) e incluso pueden llegar a ser alcalinas. Las rocas volcánicas más diferenciadas de estos arcos como riolitas se caracterizan por tener pocos y/o casi nada de cristales. Los intrusivos de composición granodiorita representan la raíz de la corteza actual de la Cordillera Occidental. En volumen las rocas volcánicas corresponden a la mayor cantidad de material juvenil

añadido a la corteza en la margen continental peruana durante el Cretácico Inferior.

A ~85 Ma se tiene una inversión tectónica (Acosta et al., 2012; este congreso) y los arcos magmáticos migran hacia el este (subducción plana) y a partir de 30 Ma el arco frontal retorna hacia el oeste hasta su posición actual.

2.9. Paltashaco-Incahuasi (85-75 Ma)

Este arco se forma durante la inversión tectónica. El arco magmático migra ligeramente hacia el este. La composición de los magmas es subalcalina, la contaminación cortical empieza a incrementarse. Los magmas se emplazan en forma de pequeños stocks de dioritas-monzodioritas (relacionados genéticamente a ocurrencias de Cu-Au) e intruyen a rocas ígneas formadas en los arcos magmáticos anteriores como Casma, lo que genera una superposición de los arcos. En el trasarco se registra poca actividad magmática. A finales de este periodo (~75 Ma) colisiona el Bloque Amotapes-Tahuin con la margen continental peruana.

2.10. Toquepala (75-55 Ma)

Durante este arco se forman sistemas volcánicos de larga vida (>5 Ma). La composición magmática es principalmente subalcalina con medio a alto contenido de K, las rocas ígneas tienen amplio rango de composición desde basaltoandesitas a dacitas y dioritas a granodioritas. La contaminación cortical se incrementa. Al final de la actividad magmática muchos de los volcanes emiten abundantes volúmenes de ignimbritas y/o dan lugar a la formación de stocks porfíricos con ocurrencias de Cu-Mo-Au. En el trasarco se registra poca actividad magmática.

2.11. Llama-Tantara (55-42 Ma) y Huambos-Anta (42-30 Ma)

El arco frontal migra hacia el este. Durante el intervalo 55-42 Ma, en el centro y norte de Perú se forman sistemas volcánicos (estratovolcanes, calderas) y en el sur del Perú se emplazan batolitos (e.g., Andahuaylas-Yauri, Ataspaca) compuestos por rocas intermedias como dioritas y granodioritas. Posteriormente entre 42 y 30 Ma los frentes de arcos se mantienen estacionarios y se emplazan pequeños cuerpos de intrusivos que generan stocks porfíricos relacionados a Cu-Mo-Au y polimetálicos. La migración hacia el este también se registra en el trasarco y allí se genera stocks de rocas dioríticas. La composición de los magmas varía entre subalcalino a alcalino.

2.12. Calamarca-Tacaza (30-24 Ma)

Después de la máxima migración de arco frontal hacia el este, durante el intervalo de 30 a 24 Ma el arco retorna hacia el oeste y genera un magmatismo shoshonítico-alcalino a calcoalcalino (de este a oeste). A lo largo de fallas regionales se forman la mayor cantidad de lavas de composición traquibasáltica. En el frente de arco se desarrollaron sistemas volcánicos (estratovolcanes y pequeñas calderas con índice de explosividad entre 3 y 1).

2.13. Calipuy-Huaylillas (24-10 Ma)

Durante este periodo la corteza del arco y trasarco estuvo térmicamente caliente, por lo tanto la fusión cortical incrementó y se formaron sistemas volcánicos grandes de larga vida. Los magmas tienen composición calcoalcalina y alcalina. El periodo más caliente se dio entre 24-18 Ma: como evidencia se tiene los depósitos de ignimbritas con mayor volumen. Durante el intervalo 18-14 Ma la temperatura empieza a disminuir y se generan menor cantidad de ignimbritas, y durante el intervalo 14-10 Ma el frente de arco migra hacia el oeste y se forman estratovolcanes y pequeñas calderas que emitieron menor volumen de ignimbritas. Al final de cada evento térmico la circulación de fluidos hidrotermales incrementó y se formaron grandes depósitos epitermales y stocks porfiríticos (e.g., 18 Ma: Alto Chicama, La Virgen, Michiquillay, Caylloma, Orcopampa; 14 Ma: Pierina, Selene, Cerro de Pasco, La Arena, Morococha, Chucapaca; 10 Ma: Yanacocha, Antamina, Colquijirca, Shila, Julcani, Raura, etc).

2.14. Barroso inferior (10-3 Ma), Barroso superior (3-1 Ma), y Arco Frontal (<1 Ma)

Para cada uno de estos periodos el arco migra hacia el oeste, formándose aparatos volcánicos, calderas y

complejos volcánicos, a veces se da el caso de que los aparatos volcánicos del Barroso inferior se reactivaron durante el Barroso Superior. La composición de estos magmas son subalcalinos a alcalinos. En el trasarco se formaron algunos estrovolcanes de composición shoshonítica y alcalina, y se tiene abundantes diques de lamproitas y rocas ultrapotásicas.

Referencias

- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, v. 18, p. 303-332.
- Mukasa, S.B., Henry, D.J. 1990. The San Nicolás batholith of coastal Peru: Early Palaeozoic continental arc or continental rift magmatism? *The Geological Society of London*, v. 147, p. 27-39.
- Ramos, V.A., Alemán, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani et al. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 636-685.