

CARACTERISTICAS LITOLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS MÁS RESALTANTES DE LOS ARCOS MAGMÁTICOS DEL PERÚ DESDE EL ORDOVICICO

Mirian Mamani, Rildo Rodriguez, Harmuth Acosta, Fredy Jaimes, Pedro Navarro, Victor Carlotto.
INGEMMET, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Av. Canadá 1470 San Borja, Lima-Perú, mmamani@ingemmet.gob.pe,
mmirian@gwdg.de

INTRODUCCION

Actualmente hay muchos debates respecto al inicio de la subducción en la margen continental de Sudamérica: según Ramos & Aleman (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), estamos caracterizando temporal y espacialmente los arcos y trasarcos magmáticos para el territorio Peruano. La caracterización incluye el cartografiado regional (realizada 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.

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 magnatico 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 Nicolas, 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.

San Nicolas (443-488 Ma). En el arco se generaron sienogranitos con fenocristales de ortosas. El trasarco está caracterizado por la producción granitoides de composiciones que van desde 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.

Tres Lagunas (416-359 Ma). El magmatismo esta 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 (abundante rocas máficas) en la corteza continental.

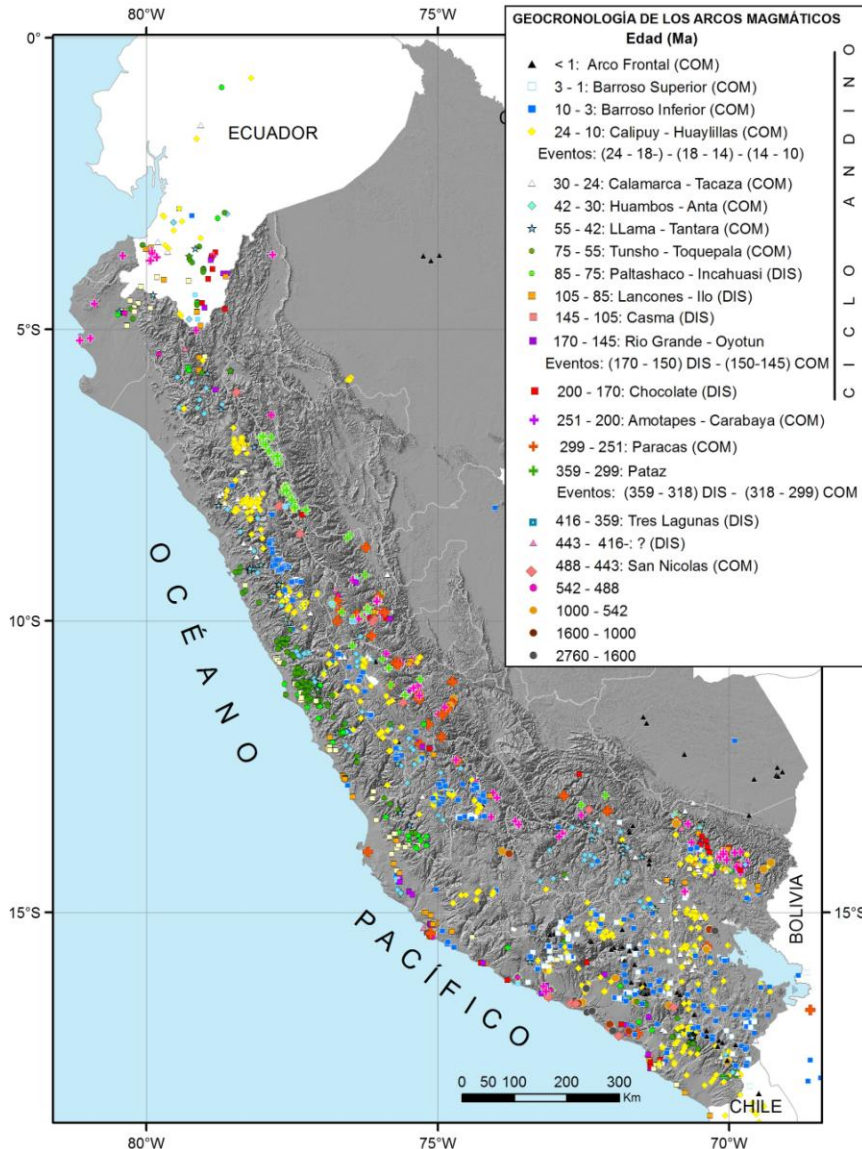


Figura 1. Mapa con la distribución de las edades radiométricas de los arcos y trasarcos. Los datos fueron tomados de: <http://www.ingemmet.gob.pe/form/plantilla01.aspx?Opcion=296>. COM-Compresivo, DIS-Distensivo.

Pataz (359–299 Ma). La actividad de este arco está dividido 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 a un 20%, además el volumen generado por el magmatismo representa la raíz de la corteza actual de la Cordillera Oriental.

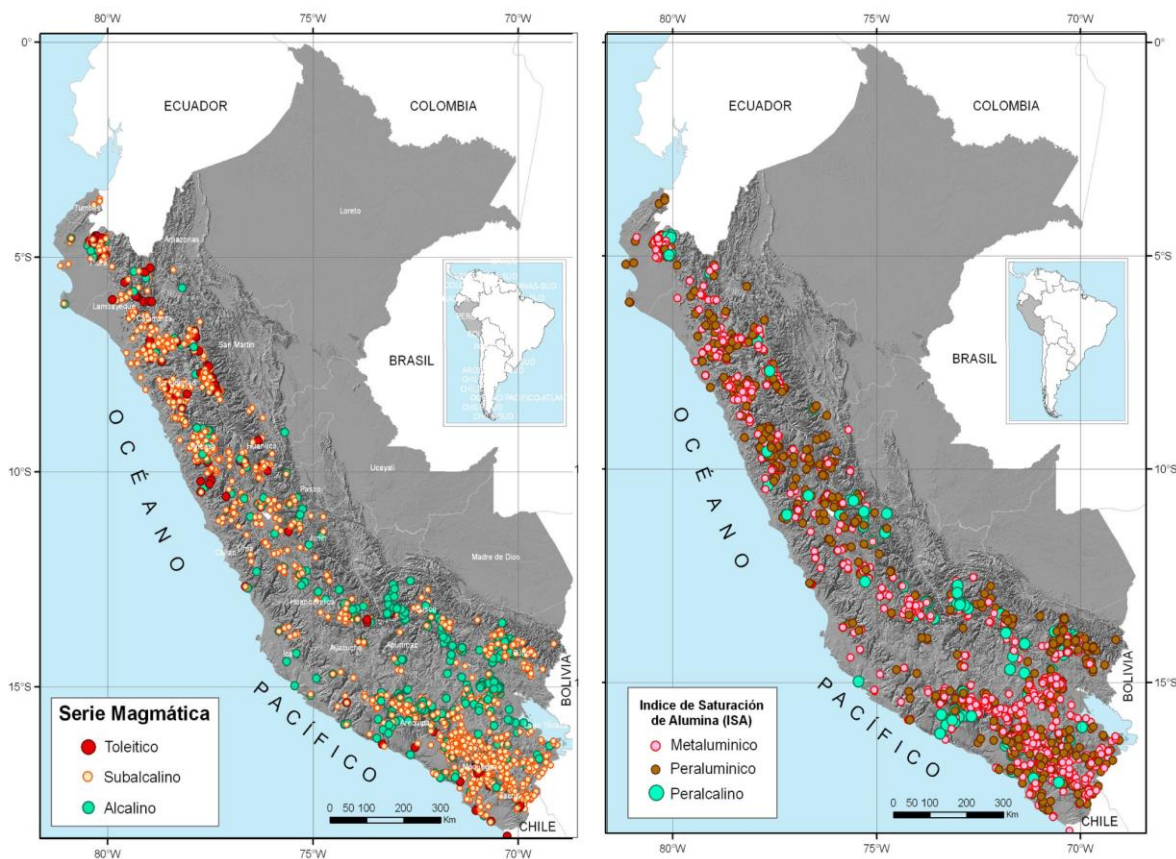


Figura 2. Mapas con la distribución espacial del tipo de serie magmática y características según el Índice de Saturación de Alúmina. La distribución es independiente de la edad de las rocas magmáticas. Datos tomados de: <http://www.ingemmet.gob.pe/form/plantilla01.aspx?Opcion=316>.

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.

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 peraluminicas 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 elemento 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 litosfera 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.

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 metaluminica, 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 grabenes 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 mínima y probablemente se formaron bajo pequeños grados de fusión parcial de la cuña mantélica en el arco y del manto astenosférico en el trasarco.

Río Grande-Oyotun (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-Tahuín empieza a desplazarse hacia el oeste.

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.

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 formados 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-Tahuín con la margen continental peruana.

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 porfiríticos con ocurrencias de Cu-Mo-Au. En el trasarco se registra poca actividad magmática.

Llama-Tantara (55-42 Ma) y Huambos-Anta (42-30 Ma). El arco frontal migra hacia el este, durante 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 42-30 Ma los frentes de arcos se mantienen estacionarios y se emplazan pequeños cuerpos de intrusivos que generan stocks porfiríticos relacionados a Cu-Mo-Au y polimetálicos. La migración hacia el este también se registra en el trasarco y allí se generó stocks de rocas dioríticas. La composición de los magmas varía entre subalcalino a alcalino.

Calamarca - Tacaza (30-24 Ma). Después de la máxima migración de arco frontal hacia el este, durante 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).

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 18-14 Ma la temperatura empieza a disminuir y se generan menor cantidad de ignimbritas, y durante 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 stock 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).

Barroso inferior (10-3 Ma), Barroso superior (3-1 Ma) y Arco Frontal (<1Ma), 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 estratovolcanes de composición shoshonítica y alcalina, y se tiene abundantes diques de lamproitas y rocas ultrapotásicas.

REFERENCIAS

- Ramos, V.A., Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani et al. (Eds.), Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 636–685.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982, Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile: Earth Sci. Rev, v. 18, p. 303-332
- Mukasa, S.B., and 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, doi: 10.1144/gsjgs.147.1.0027.