

EVENTOS METALOGENETICOS EN EL MARCO EVOLUTIVO MAGMATO-TECTONICO DE LA PUNA NORTE DURANTE EL CENOZOICO SUPERIOR.

METALLOGENETIC EVENTS IN THE FRAMEWORK OF MAGMATIC-TECTONIC EVOLUTION OF THE NORTHERN PUNA OF ARGENTINA DURING THE LATE CENOZOIC

Beatriz Coira.

*CONICET-Universidad Nacional de Jujuy. C. de Correo 258
(4600) S.S. de JUJUY*

INTRODUCCION

La localización de la Puna norte, lindante con una región minera de la importancia de la Provincia Estanífera Boliviana (Schneider y Lehman, 1977) y de la Provincia Polimetálica del Altiplano (Petersen, 1970), plantea la necesidad de un cuidadoso análisis comparativo de las manifestaciones minerales dentro de un marco evolutivo magmato-tectónico de ambas regiones, a los efectos de definir guías prospectivas y avanzar en

la evaluación de la potencialidad minera de la Puna. A tal fin se analizan en el presente trabajo, sobre bases geocronológicas y geoquímicas, los distintos eventos mineralizantes y sus asociaciones metalíferas en relación a las fases magmáticas asociadas, en la Puna Norte y regiones vecinas, particularmente Altiplano-Arco magmático interno (Bolivia), Cordillera Occidental y Puna sur.

MAGMATISMO, FASES TECTONICAS Y EVENTOS MINERALIZANTES DURANTE EL CENOZOICO SUPERIOR EN LA PUNA Y AREAS ALEDAÑAS.

El magmatismo cenozoico de la Puna ha estado directamente asociado al alzamiento de la región, razón por la cual, su geoquímica, distribución y volúmen constituyen parámetros clave para ajustar el modelo tectónico de construcción de la Cadena Andina, al mismo tiempo que para comprender los procesos metalogenéticos que acompañaron a la misma.

La migración hacia el este observada en la distribución del magmatismo Andino, desde el Jurásico superior en la Cordillera de la Costa (Chile), continuó en forma discontinua durante el Cretácico y en el Cenozoico. Los primeros registros magmáticos cenozoicos en la Puna tuvieron lugar durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior, período éste de muy reducida actividad, en contraposición a lo observado al norte de los 22° S, en la Cordillera Occidental y Arco Magmático Interno Boliviano (AMIB) y al sur de los 25°S. Esta aparente falta de actividad magmática entre 22°-25°S apoyaría un modelo en el que la placa subductada debajo de la Puna norte habría tenido un ángulo menor que debajo del Altiplano y de la Puna sur (Coira et al., 1993).

Las reducidas manifestaciones magmáticas reconocidas en la Puna norte durante este período, están representadas por escasas emisiones lávico-piroclásticas dacíticas, metaluminosas a peraluminosas ($A/CNK=1.11-1.13$, Coira et al., 1993) registradas en secuencias clásticas intermontanas (Coira, 1979; Seggiaro y Aniel, 1989), así como por el stock

monzonítico cuarcífero del Nevado de Acay, metaluminoso, del tipo I, (Llambias et al., 1985), con características transicionales de arco a retroarco $Ba/La=10.5-14.9$ y diseño relativamente plano de sus tierras raras ($La/Yb=12-20$). No se observan depósitos minerales asociados durante este período, con la sola excepción de las manifestaciones de Cu-Fe-Pb-Zn del Nevado de Acay.

Mientras tanto en Bolivia tiene lugar entre 25-20 Ma una etapa temprana de mineralización: Sn-W y Sn-Zn-Pb-Ag-Sb asociada al magmatismo inicial de centros volcánicos como los de KariKari (25-21 Ma), Colquechaca (22.1 Ma), San Pablo (23.3 Ma), Salvadora (20.5 Ma) (Grant et al., 1979; Halls and Schneider, 1988). Estas rocas son más peraluminosas que las de la Puna Norte ($A/CNK > 1.2$), presentan relaciones iniciales $87Sr/86Sr=0.7072-0.7105$ (Halls and Schneider, 1988) y muestran fuerte pendiente en el diseño de sus tierras raras (REE), esto último consistente con una componente cortical gruesa portadora de granate, que estaría señalando el comienzo de una etapa de engrosamiento cortical.

En la Cordillera Occidental, es recién hacia el sur, entre 26° y 28°S donde se observan, durante este período, manifestaciones minerales de importancia como los depósitos epitermales auríferos de La Pepa (23-22 Ma) y La Coipa (24-20 Ma) (Sillitoe et al., 1991), vinculados al volcanismo andesítico-dacítico, metaluminoso, con definidas características de arco y relaciones iniciales $87Sr/86Sr < 0.705$ (McNutt et al., 1975), representado por estratovolcanes y complejos dómicos de la región de La Coipa-Maricunga de 21-24 Ma.

El Mioceno inferior a medio constituyó un período de importante actividad explosiva relacionada a estructuras de megacaldera en el margen

este del Altiplano-Arco Magmático Interno Boliviano (AMIB) y en la Cordillera Occidental al Norte de los 20°30'S. En dicha región durante este período, la placa continuaba subduciendo con un ángulo intermedio como lo indica la expandida distribución alcanzada por el magmatismo desde el Altiplano al AMIB, prosiguiendo el proceso de engrosamiento cortical y alzamiento del Altiplano.

Importantes depósitos minerales de Sn-Ag (As-W-Pb-Zn-Sb-Bi) represen-

tantes de la Faja Estanífera Boliviana se asocian al volcanismo de retroarco del borde Este del Altiplano acaecido durante este período, entre 16.8 a 10.4 Ma, caracterizado por voluminosos depósitos ignimbríticos, flujos lávicos, stocks y domos relacionados a sistemas de megacalderas. Ejemplo de ellos son los complejos volcánicos de Los Frailes, KariKari, Tatasi, Chorolque, Tasna, Chocaya, San Pedro (Fig. 1). Estos depósitos representan la etapa principal de mineralización del Altiplano-AMIB.

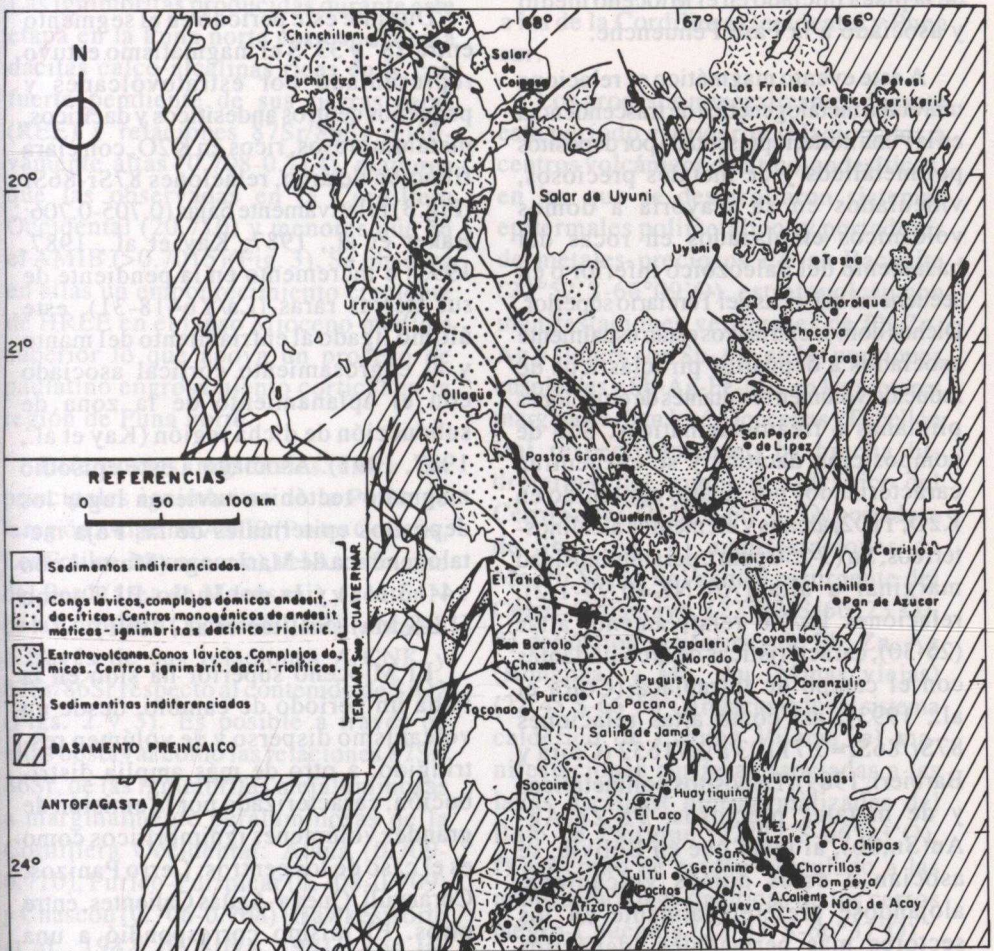


Fig. 1. Mapa de la Zona Volcánica Andina Central entre aproximadamente 19°S y 24°30'S. mostrando la distribución y nombres de los principales centros volcánicos y depósitos minerales del Terciario Superior y Cuaternario. considerados en el texto.

La actividad magmática en la Puna norte durante esta etapa estuvo ligada a la implantación de complejos dómicos (15-12 Ma) y a la ocasional emisión de flujos ignimbríticos (17.2-12 Ma), encontrándose por otra parte registros de piroclastitas distales (Ej: Toba Cusi-Cusi, 12.4 Ma, Ort, 1991) posiblemente provenientes de centros volcánicos al norte de los 22°S, en secuencias clásticas intermontanas. Este período coincidiría con una etapa temprana de fusión de la corteza la que habría acompañado al incremento en el ángulo de subducción de la placa iniciado en el Mioceno medio y asociado a la Fase Pehuenche.

A este evento magmático se relaciona una etapa metalogénica de trascendencia en la Puna norte, representada por depósitos polimetálicos y de metales preciosos, vinculados en su mayoría a domos volcánicos emplazados en rocas del basamento del Paleozoico inferior o en secuencias clásticas del Terciario superior. Dichos domos extrusivos están usualmente asociados a depósitos piroclásticos de reducido volumen resultantes de erupciones plinianas a freatomagmáticas. Son de composición dacítica y se encuentran caracterizados por su alto contenido en K₂O, TiO₂, álcalis y elementos alcalinos-térreos, Sn (5-250 ppm), peraluminosidad marginal a alta (A/CNK=0.99-1.2), relaciones La/Yb relativamente altas (25-30), características de arco lindantes con el campo de intraplaca (Coira et al., 1993), así como altas relaciones 87Sr/86Sr=0.71103 a 0.71652 (Coira y Barbieri, 1989). Depósitos polimetálicos y de metales preciosos: Pb-Zn-Ag-Au(Sn,Sb), al igual que en Bolivia, se asocian a estos domos volcánicos, alojándose preferencialmente en los sectores más permeables (depósitos piroclásticos asociados y áreas de fracturación) en forma de mineralización vetiforme a diseminada (Ej: Chinchillas,

13+1 Ma (Linares y Gonzalez, 1990); Pan de Azúcar, 12-13 Ma (Coira, 1979); Cerro Redondo, 12.54+1.1 Ma (Cladouhos et al., 1993); Huayra Huasi, 11.8+0.4 Ma (Schwab and Lippolt, 1974); Poquis, 12.9+0.5 Ma (Marinovic, 1979)). Depósitos minerales correlacionables en la Puna Sur se vinculan a domos volcánicos como Inca Viejo (Cu-Au; 25°20'S-66°40'O; 15+0.2 Ma; Sillitoe, 1977) ó a complejos volcánicos como los de Antofalla (Pb-Zn-Ag-Cu; 25°30'S-67°55'O pre 8-10 Ma; Coira y Pezzutti, 1976).

Durante este período en el segmento entre 28° y 33°S el magmatismo estuvo representado por estratovolcanes y pequeños centros andesíticos y dacíticos, metaluminosos, ricos en K₂O, con clara filiación de arco, relaciones 87Sr-86Sr (Fig. 3) relativamente bajas (0.705-0.706; Baker et al., 1987; Kay et al., 1987, 1991) e incremento en la pendiente de sus tierras raras (La/Yb=18-31), este último ligado al enfriamiento del manto y al engrosamiento cortical asociado con el aplanamiento de la zona de subducción de dicha región (Kay et al., 1987, 1991). Asociado a este episodio magmático-tectónico tuvieron lugar los depósitos epitermales de las Faja metalogénica de Maricunga (Marte-Lobo 14-13 Ma) y la del Indio-El Tambo (13-8 Ma) (Sillitoe et al., 1991).

El Mioceno superior ha sido en la Puna un período de cambio, desde un volcanismo disperso y de volumen restringido, a otro de más amplia distribución, caracterizado por la emisión de grandes volúmenes ignimbríticos como es el caso de los centros: Cerro Panizos, Coranzulí, Queva-Aguas Calientes, entre otros. El mismo correspondió a una etapa de engrosamiento cortical que acompañó al período deformante que culminó en la Fase Quechua 8-10 Ma.

Las ignimbritas de grandes dimensiones emitidas al sur de 22°S, en la Puna norte y Cordillera Occidental, habrían requerido una conspicua fusión cortical relacionada a un mayor incremento en el ángulo de subducción, con circulación de manto astenosférico caliente por debajo de un fino manto litosférico y producción de ignimbritas con características químicas comparables a las de la corteza. Los grandes gradientes térmicos habrían incrementado la ductilidad de la corteza favoreciendo durante la deformación Quechua, el engrosamiento de la misma. Las ignimbritas producidas durante este etapa en la Puna norte corresponden a dacitas calco-alcalinas ricas en K con fuerte pendiente de sus tierras raras (REE) y relaciones 87Sr/86Sr relativamente altas (0.708-0.714), mayores que las observadas en la Cordillera Occidental (0.710) y menores que en el AMIB (>0.7015)(Fig. 3). Se observa en ellas un empobrecimiento creciente de HREE en el lapso Mioceno medio a superior lo que apoya un proceso de paulatino engrosamiento cortical en la región de Puna norte.

Diferencias regionales entre las principales ignimbritas de la Puna, de la región Altiplano-AMIB (Pastos Grandes, Los Frailes, Morococala), del Arco Interno del Perú (área de Macusani) y sector N de la Cordillera Occidental, son ilustradas a través de sus relaciones A/CNK y 87Sr/86Sr respecto al contenido de SiO₂ (Figs. 2 y 3). Es posible a través de ellas observar como las relaciones 87Sr/86Sr, de las ignimbritas metaluminosas a marginalmente peraluminosas de la Cordillera Occidental: Atana (0.709-0.710), Purico-Puripicar (0.708-0.709) y Chascón (0.706-0.708) (Hawkesworth et al., 1982; de Silva, 1991), son las más bajas, siguiendo en orden Coranzulí (0.711-0.712; Coira y Barbieri, 1989) y Panizos (0.712-0.716, Ort, 1991), en

la Puna norte, en coincidencia con las ignimbritas del Altiplano austral (Sierra de Lipez, 0.709-0.715; Harmon et al., 1984). Por último las ignimbritas de Macusani (Arco Interno del Perú) son las más radiogénicas (>0.720; Pichavant et al., 1988) y al mismo tiempo las más peraluminosas.

Los contenidos en elementos traza y las características isotópicas observadas en las ignimbritas de la Puna norte, Altiplano y AMIB son consistentes con la participación en ellas de componentes corticales semejantes y contrapuestas a las de la Cordillera Occidental y Puna sur.

Los procesos mineralizantes durante este período estuvieron relacionados a centros volcánicos dacítico-andesíticos, en los que se desarrollaron sistemas epitermales polimetálicos y portadores de metales preciosos Ej: a) Rachaite (22°52'S-66°09'O), estratovolcán con manifestaciones vetiformes de Pb-Zn-Ag y sinters con Sb-Ag, en las porciones cuspidales y Sb-Ag-Fe-Mn, en los sectores marginales (San José-Doncellas y Pabellón Iral respectivamente), b) brecha hidrotermal del complejo volcánico del Cerro Salle (22°28'S-66°47'O) portadora de Sb y Ag, c) manifestaciones de Mo,Pb,Sb,Sn del centro resurgente del Cerro Orosmayo (22°32'S-66°23'O), d) depósitos vetiformes de Pb, Zn, Ag (Bonanza) y Mn, Au (Minas viejas) (22°45'S-66°58'O) relacionados al sistema caldérico de Laguna Vilama, e) manifestaciones auríferas asociadas a las lavas dacíticas hidrotermalizadas del Bajo de Pairique (22°32'S-66°23'O), f) así como de estaño vinculado a las manifestaciones dacíticas de los cerros Negro-Caucania (22°33'S-66°37'O).

En el Altiplano-AMIB, mientras tanto, disminuyó durante este período la importancia de los procesos formadores

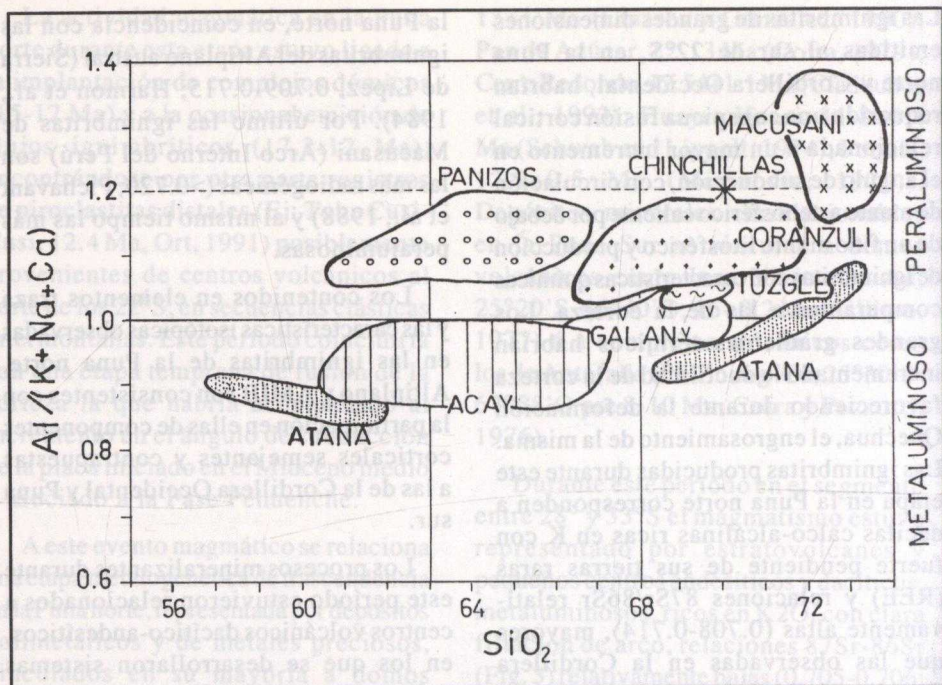


Fig. 2. Diagrama de relaciones molares Al/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) versus SiO_2 (% en peso) de algunas de las ignimbritas de mayor volumen de la Puna-Altiplano y unidades comparativas seleccionadas. Datos provenientes: Cerro Galán (Francis et al., 1989); Atana (Coira et al., 1993; Gardeweg y Kay, inédito); Panizos (Ort et al., 1991; Ort, 1991); Coranzulí (Coira et al., 1993; Seggiaro y Aniel, 1989) y Macusani (Pichavant et al., 1988); Tuzgle (Coira y Kay, 1993); Chinchillas (Coira et al., 1993).

de depósitos los que estuvieron acompañados por la emisión de voluminosos flujos piroclásticos relacionados a sistemas megacaldéricos, como los de Pastos Grandes, Los Frailes, Morococala (Fig. 1).

Durante esta etapa, mientras tanto, en la región entre 28° - 33° S el volcanismo ha estado limitado, en la Cordillera Principal, a la erupción de reducidas ignimbritas riódacíticas (Kay et al., 1991) y en Sierras Pampeanas, próximo 27° S- $66,5^{\circ}$ O, a la implantación de los centros volcánicos de Farellón Negro de 10.7-6 Ma y el de Capillitas 5 Ma (McBride, 1972; Caelles, 1979), los que estuvieron asociados al aplanamiento de la zona

de subducción, en dicho sector y a los que vinculó importante mineralización representada fundamentalmente por pórfiros portadores de Cu-Au.

Durante el Plioceno la actividad volcánica estuvo centrada en la Cordillera Occidental y en posición de retroarco en la Puna sur (Cerro Galán 26° S- 66° O) y en el AMIB (Los Frailes), mientras tanto entre los 28° - 33° S el volcanismo cesó a los 4.7 Ma (Kay y Gordillo, 1990). En la Puna norte la actividad volcánica estuvo restringida a pequeños conos y domos dacítico-andesíticos (Ej: Cerro Granadas: $22^{\circ}34'$ S- $66^{\circ}32'$ O, Cerro Tinte: $22^{\circ}39'$ S- 67° O), Coyambo-Campanario: $22^{\circ}50'$ S- $66^{\circ}35'$ O). Este

período correspondió, desde el punto de vista metalogénico, a una etapa de reducidas manifestaciones minerales (Sb-Ag-Fe-Sn), tanto en el ámbito de la Puna, como del Altiplano-AMIB.

Durante el Cuaternario, como consecuencia de la Fase diastrófica Diaguita, tuvo lugar a los aproximadamente 2 Ma, un cambio de estilo de deformación, acompañado por modificaciones en el

volcanismo, decreciendo la actividad volcánica en forma notoria, concentrándose en la Cordillera Occidental y en la Puna austral. Este fue un período de reducidas manifestaciones minerales en la Puna como en el Altiplano-AMIB y Cordillera Occidental encontrándose fundamentalmente representados por depósitos exhalativos de S, Mn, Fe.

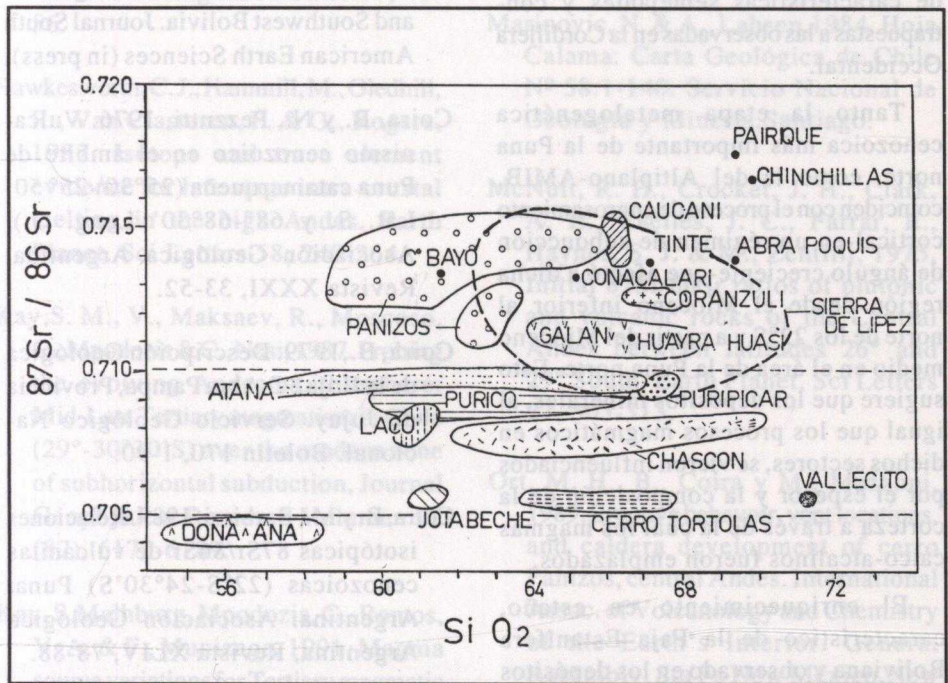


Fig. 3. Diagrama $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ versus SiO_2 (% en peso) para ignimbritas de la Puna: Panizos, Cusi-Cusi, Ciénago (Ort et al., 1989; Ort, 1991); Coranzulí (Coira et al., 1993) y Cerro Galán (Francis et al., 1989); Domo Chinchillas (Coira et al., 1993); Ignimbritas Purico, Chascón (Hawkesworth et al., 1982); Puripicar (de Silva, 1991); Atana (Gardeweg y Kay, inédito); Sierra de Lipez (Kussmaul et al., 1975; Harmon et al., 1984); Macusani (Pichavant et al., 1988); Vallecito, Doña Ana, Jotabeche, Cerro Tortolas, (Kay et al., 1991).

CONCLUSIONES

A través del análisis de los depósitos minerales, sus asociaciones metalíferas, características del magmatismo y períodos de mayor actividad metalogenética, se pone en evidencia una clara filiación entre las regiones del Altiplano-AMIB y la Puna norte. En ambos sectores sus volcanitas cenozoicas muestran características geoquímicas e isotópicas que indican una significativa participación en sus magmas de componentes corticales de características semejantes y contrapuestas a las observadas en la Cordillera Occidental.

Tanto la etapa metalogenética cenozoica más importante de la Puna norte, como la del Altiplano-AMIB, coinciden con el proceso de engrosamiento cortical en un régimen de subducción de ángulo creciente que afectó a dicha región desde el Mioceno inferior al norte de los 22°S y a partir del Mioceno medio en el área de la Puna norte. Esto sugiere que los depósitos minerales, al igual que los procesos magmáticos en dichos sectores, se vieron influenciados por el espesor y la composición de la corteza a través de la cual los magmas calco-alcalinos fueron emplazados.

El enriquecimiento en estaño, característico de la Faja Estanífera Boliviana y observado en los depósitos minerales de la Puna norte, es consistente con modelos que sugieren removilización de dicho elemento de un basamento precámbrico con altos tenores en estaño, subyacente a ambos sectores y ausente en la Puna sur y en la Cordillera Occidental.

REFERENCIAS

- Baker, M.C. W., P. W., Francis, 1978. Upper Cenozoic volcanism in the central Andes; ages and volumenes. *Earth Planetary Sciences Letters* 41, 175-187.
- Cladouhos, T., Allmendinger, R. W., Coira, B. & E., Farrar, 1993. Late Cenozoic Deformation in the Central Andes: Fault Kinematics from the Northern Puna, Northwest Argentina and Southwest Bolivia. *Journal South American Earth Sciences* (in press).
- Coira, B. y N., Pezzutti, 1976. Vulcanismo cenozoico en el ámbito de Puna catamarqueña (25°30'-25°50' Lat. S. y 68°-68°30' Long. O.). *Asociación Geológica Argentina, Revista XXXI*, 33-52.
- Coira, B., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 3C Abra Pampa, Provincia de Jujuy. *Servicio Geológico Nacional. Boletín* 170, 1-90.
- Coira, B. y M., Barbieri, 1989. Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de vulcanitas cenozoicas (22°S-24°30'S) Puna, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista XLIV*, 78-88.
- Coira, B., Mahlburg Kay, S. & J., Viramonte, 1993. Upper Cenozoic Magmatic Evolution of The Argentine, Puna-A model for changing subduction geometry. *International Geology Review* 35, 677-720.
- De Silva, S. L., 1991. Styles of zoning in Central Andean ignimbrites: in sights into magma chamber processes. In Harmon, R. S. and Rapela, C. W.

- (Eds.), Andean Magmatism and Its Tectonic Settings (217-232). Geol. Soc. of America Special Paper.
- Grant, N. J., C. Halls, S. W., Avila, N. J., Snelling, 1979. K-Ar ages of igneous rocks and the Bolivian tin belt. *Economic Geology*, 74, 838-851.
- Halls, C. & Schneider, 1988. Comentarios sobre la génesis de los yacimientos del cinturón estannífero boliviano. *Revista Geológica de Chile* 15, 41-56.
- Hawkesworth, C. J., Hammill, M., Gledhill, R., Van Clasteren, P. & G., Rogers, 1982. Isotope and trace element evidence for late stage intra-crustal melting in the high Andes. *Earth Planet. Sci Letters* 58, 240-254.
- Kay, S. M., V., Makshev, R., Moscoso, C., Mpodozis & C., Nasi, 1987. Probing the evolving Andean Lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction, *Journal Geophysical Research Volumen* 92 (87), 6173-6189.
- Kay, S. Malhburg, Mpodozis, C., Ramos, V. A. & F., Munizaga, 1991. Magma source variations for Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a Huckening crust in the Central Andes (28° to 33°S). In *Andean magmatism and its Tectonic Setting*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 265, 133-138.
- Kusssmaul, S., L., Jordan & E., Ploskonka, 1975. Isotopic ages of tertiary volcanic rocks of SW Bolivia. *Geological Jb.*, 111-117.
- Linares, E. y R. R., González, 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Publicaciones Especiales Asociación Geológica Argentina. Serie B N°19.
- Llambias, E. J., A. M., Sato y S., Tomsic, 1985. Geología y características químicas del stock terciario del Nevado de Acay y vulcanitas asociadas, Provincia de Salta. Asociación Geológica Argentina. *Revista* XL (3-4), 158-175.
- Marinovic, N. & A., Lahsen, 1984. Hoja Calama: Carta Geológica de Chile N° 58:1-140. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- McNutt, R. H., Crocket, J. H., Clark, A. H., Caelles, J. C., Farrar, E., Haynes, S. J. & M., Zentilli, 1975. Initial 87Sr/86Sr ratios of plutonic and volcanic rocks of the Central Andes between latitudes 26° and 29° South. *Earth Planet. Sci Letters* 27, 305-313.
- Ort, M. H., B., Coira y M., Mazzoni, 1989. Eruptive behavior, vent locations, and caldera development of Cerro Panizos, central Andes. *International Assoc. of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. General Assembly. Sta Fe New México. New México Bureau of Mines & Mineral Resources Bulletin* 131, 208.
- Ort, M. H., 1991. Eruptive dynamics and magmatic processes of Cerro Panizos, Andes. PhD thesis, Univ. California, Sta. Barbara, 474.
- Petersen, V., 1970. Metallogenic provinces in South America. *Geologische Rundschau* 59, 834-897.

Pichavant, M., D. J., Kontak, L., Brique, J., Valencia Herrera & A. H., Clark, 1988. The Miocene Macusani volcanics, SE Perú II. Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma. Contributions to Mineralogy and Petrology 100, 325-338.

Schneider, H. J. & B., Lehman, 1977. Contribution to a new genetical concept on the Bolivian Tin Province: in Time and stratabound ore depositss. Ed. D.D.Klemm and H.J. Schneider, 154-168. Springer Verlag.

Schwab, K. & H., Lippolt, 1974. K-Ar mineral ages and late Cenozoic history of the Salar Cauchari area (Argentine Puna). Proceedings Symposium on Andean and Antarctic Volcanology. Santiago, 693-714.

Seggiaro, R. E. y B., Aniel, 1989. Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzulí, Provincia de Jujuy. Asociación Geológica Argentina Revista XLIV (1-4),394-401.

Sillitoe, R. H., McKee, E. H. & T., Vila, 1991. Reconnaissance K-Ar geochronology of the Maricunga gold-silver belt, northern Chile. Economic Geology 86, 1261-1270.

Petersen, V., 1970. Metahogenic provinces in South America. Geologische Rundschau 59, 834-897.

Kusman, S., Jordan, E. Prokocinski, 1975. Paleogeographic reconstruction of the Bolivian Geological