

Plutonismo del Ordovícico inferior en el sector norte de la sierra de Macón, provincia de Salta

Magdalena KOUKHARSKY^{1,2}, Sonia QUENARDELLE^{1,2}, Vanesa D. LITVAK^{1,2},
Stella PAGE^{1,2} y Emma B. MAISONNAVE²

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET)

² Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas. Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Piso 1. (1428) Núñez. Buenos Aires. Email: mkou@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. En el norte de la sierra de Macón, ubicada en el oeste de la Puna, aflora un complejo plutónico predominantemente granodiorítico cuyas composiciones extremas llegan a tonalitas y granitos. Hacia el oeste y norte de la sierra son comunes los enclaves microgranosos máficos, además de pseudodiques y pseudo cuerpos intrusivos de metavolcanitas sugiriendo que se encuentran los niveles más cercanos al techo. Edades K/Ar y Rb/Sr determinadas en la década del 70 en una roca granítica asignaban al Proterozoico superior la intrusión, y por correlaciones en diferentes trabajos se la había considerado del Ordovícico, Silúrico y Carbonífero. En este estudio se determinó la edad Ar/Ar en hornblenda en una de las rocas más primitivas y frescas del complejo con un valor de $482,7 \pm 7,8$ Ma. Esta edad se considera cercana a la de la intrusión, sobre la base de características petrográficas que indican un emplazamiento epizonal. La asociación litológica y los datos geoquímicos corresponden a rocas calcoalcalinas de arco volcánico. Un leve grado de alteración (cloritización-sericitización) y deformación estructural de los últimos minerales en cristalizar (feldespato potásico y cuarzo), presentes en todas las muestras estudiadas, se asocian con esfuerzos compresivos vinculados a la orogenia oclóyica. Estas conclusiones se contraponen con el ambiente anorogénico extensional que había sido propuesto previamente por otros autores para el magmatismo que dio origen a estas rocas plutónicas.

Palabras clave: *Plutonismo Ordovícico inferior, Magmatismo de arco, Granitoides de la Puna*

ABSTRACT. *Lower Ordovician plutonism in the northern part of Sierra de Macón, Salta province.* In northern Sierra de Macón, in the western sector of the Puna, is a plutonic complex composed dominantly of granodiorites, which grade in composition to tonalites and granites. Toward the west and north of the range, mafic microgranular enclaves are common, as well as pseudo-dikes and pseudo-intrusive bodies of metavolcanic rocks, suggesting levels near to the roof of the magma chambers. K/Ar and Rb/Sr ages determined in the 1970's gave an Upper Proterozoic age for the intrusion, whereas other authors considered it to be Ordovician, Silurian or Carboniferous, on the basis of regional correlations. In this study, an Ar/Ar hornblende age determined on one of the more primitive and fresh rocks, was 482.7 ± 7.8 Ma (Ordovician). On the basis of petrographical characteristics that indicate an epizonal location, this age is considered close to the age of the intrusion. The lithological association and geochemical data point to a volcanic calc-alkaline arc setting. Low-grade alteration (chloritic-sericitic) and structural deformation of the last crystallized minerals (potassic feldspar and quartz), present in all the studied samples, are interpreted as being associated with compressive stress related to the Oclóyic orogeny. These conclusions are at variance with the extensional anorogenic environment proposed by previous authors for the origin of these plutonic rocks.

Key words: *Lower Ordovician Plutonism, Arc Magmatism, Puna Granitoids*

Introducción

La sierra de Macón está situada en el departamento Los Andes, en el oeste de la provincia de Salta (Fig. 1). Es un cordón montañoso de orientación norte-sur que separa las cuencas de los salares de Pocitos y Arizaro, alcanzando una altura máxima de 5.850 m s.n.m. en el cerro Macón. En dicha sierra aflora un conjunto de rocas graníticas que hasta tiempos recientes contaba con tres dataciones isotópicas correspondientes al Neoproterozoico (Méndez *et al.* 1979, Linares 1981). Sin embargo diferentes autores

han señalado que sus rasgos petrográficos son notablemente semejantes a los de otros granitoides de la Puna Occidental, algunos de los cuales cuentan con edades K/Ar del Paleozoico inferior (Koukharsky 1969, 1988; Méndez 1974; Turner y Méndez, 1979; Palma *et al.*, 1986, Damm *et al.* 1990). Para determinar con mayor seguridad su edad y conocer sus características petrológicas se inició el estudio en el marco del proyecto UBACYT TW39 "El Magmatismo Paleozoico de la Puna Occidental", exponiéndose en este trabajo los primeros resultados de dicha investigación.

Métodos de trabajo

Durante las tareas de campo se utilizó un *GPS Trimble Navigator* y se volcaron los datos en la imagen satelitaria correspondiente al mosaico digital.

Los análisis químicos fueron realizados por *Activation Laboratories Ltd.* de Canadá, mediante las técnicas de fusión ICP roca total e ICP-MS para las trazas (cuyos límites de detección figuran en el cuadro 1), así como la determinación isotópica Ar/Ar utilizando la técnica tradicional de calentamiento en etapas, cuyos resultados se presentan en el cuadro 2 y en

la figura 5.

Las composiciones de cristales de plagioclasa se determinaron a través de sus propiedades ópticas utilizando una platina universal y para los cálculos normativos se estimaron las relaciones FeO/Fe_2O_3 con el método de Le Maitre (1968).

Antecedentes

La existencia de granodioritas en el núcleo de la sierra de Macón fue señalada en un informe inédito por

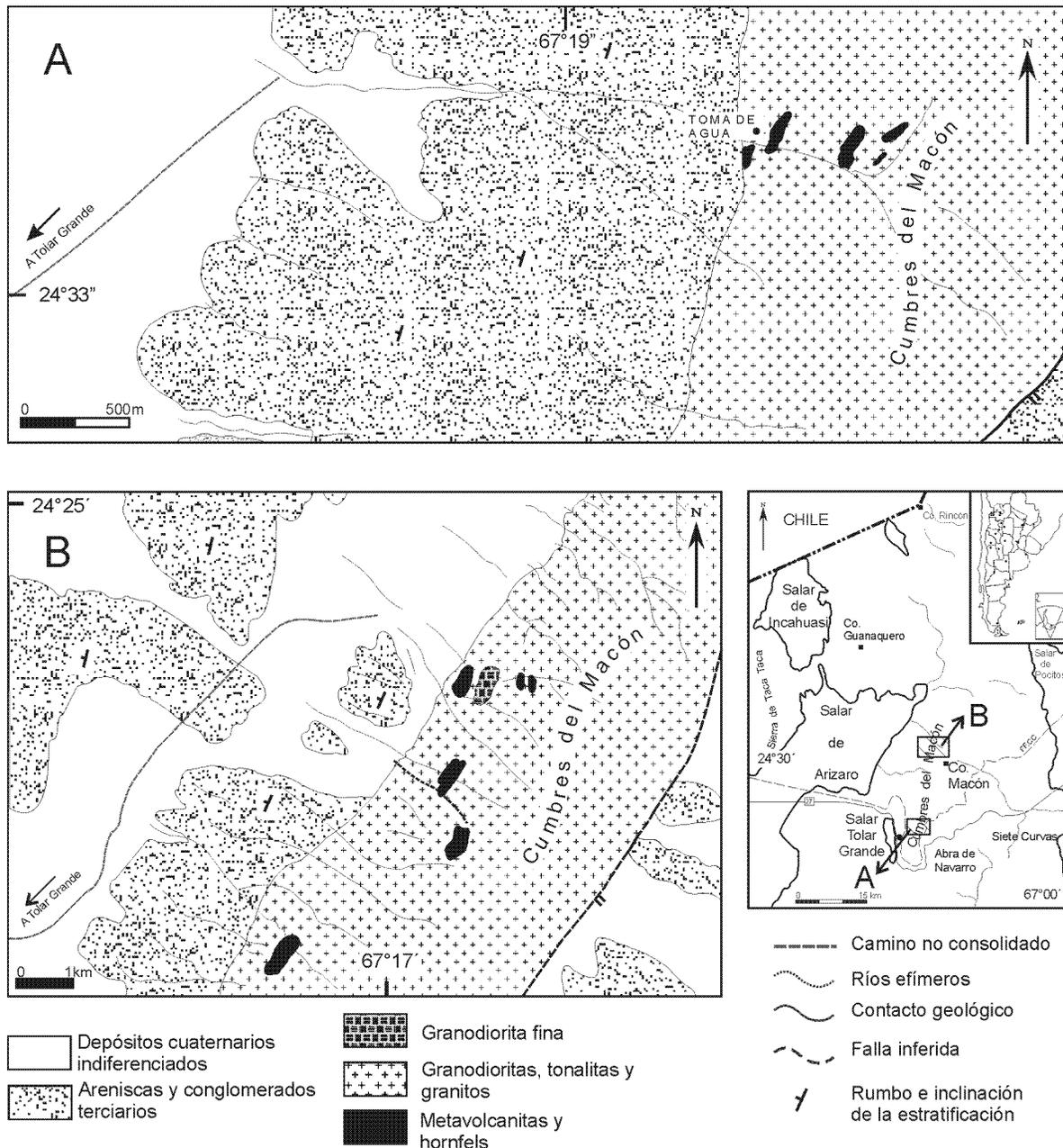


Figura 1: Ubicación y geología de las zonas de procedencia de las muestras estudiadas. **A,** Sector de la quebrada de la Toma de Agua. **B,** Sector norte.

Cuadro 1: Análisis químicos y valores normativos de muestras del sector norte de la Sierra de Macón.

| | M98/4 | M98/5 | M98/10 | M98/17 | M98/19 | M98/34 | M98/39 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 69,32 | 70,80 | 65,17 | 75,24 | 70,62 | 75,70 | 67,39 |
| Al ₂ O ₃ | 14,15 | 13,63 | 15,71 | 13,22 | 14,51 | 13,21 | 15,60 |
| TiO ₂ | 0,28 | 0,36 | 0,36 | 0,19 | 0,28 | 0,17 | 0,31 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,61 | 4,44 | 5,30 | 1,95 | 4,47 | 1,96 | 4,58 |
| MnO | 0,07 | 0,09 | 0,11 | 0,05 | 0,13 | 0,05 | 0,09 |
| MgO | 0,95 | 1,33 | 1,92 | 0,50 | 0,59 | 0,41 | 1,56 |
| CaO | 3,36 | 3,21 | 4,39 | 1,05 | 3,05 | 1,15 | 4,22 |
| Na ₂ O | 3,10 | 3,00 | 2,89 | 3,81 | 3,99 | 3,24 | 2,88 |
| K ₂ O | 3,09 | 2,76 | 2,45 | 3,41 | 2,00 | 3,89 | 2,59 |
| P ₂ O ₅ | 0,09 | 0,10 | 0,11 | 0,06 | 0,10 | 0,05 | 0,10 |
| LOI | 1,40 | 0,67 | 1,16 | 0,72 | 0,44 | 0,58 | 1,00 |
| Sc (1) | 10 | 15 | 16 | 4 | 18 | 6 | 13 |
| V (5) | 68 | 76 | 90 | 17 | 19 | 27 | 72 |
| Ga (1) | 14 | 14 | 15 | 12 | 16 | 12 | 15 |
| Rb (1) | 125 | 117 | 93 | 127 | 76 | 146 | 93 |
| Sr (2) | 113 | 100 | 164 | 110 | 169 | 85 | 168 |
| Y (0,5) | 18,7 | 27,3 | 12,9 | 13,9 | 30,1 | 19,7 | 10,8 |
| Zr (1) | 123 | 136 | 100 | 137 | 181 | 100 | 94 |
| Nb (0,2) | 7,3 | 9,90 | 6,7 | 10 | 7,5 | 9,2 | 6,4 |
| Cs (0,1) | 16 | 9,80 | 5,2 | 4,4 | 2,2 | 7,3 | 5,0 |
| Ba (3) | 420 | 370 | 354 | 560 | 466 | 537 | 452 |
| Hf (0,1) | 3,4 | 4,1 | 2,9 | 3,9 | 4,9 | 3,3 | 2,7 |
| Ta (0,01) | 0,61 | 0,99 | 0,61 | 0,92 | 0,55 | 0,82 | 0,58 |
| Th (0,05) | 9,37 | 15,50 | 7,85 | 11,30 | 5,21 | 17,40 | 9,15 |
| U (0,01) | 1,73 | 1,98 | 1,48 | 2,82 | 0,95 | 2,27 | 1,95 |
| La (0,1) | 25,0 | 31,0 | 17,1 | 27,4 | 13,2 | 36,6 | 18,9 |
| Ce (0,05) | 40,62 | 61,72 | 33,00 | 51,88 | 29,85 | 76,78 | 34,74 |
| Pr (0,01) | 4,56 | 6,75 | 3,63 | 5,12 | 3,98 | 7,67 | 3,53 |
| Nd (0,05) | 16,20 | 23,77 | 12,76 | 16,11 | 18,95 | 26,42 | 12,22 |
| Sm (0,01) | 3,09 | 4,79 | 2,69 | 2,77 | 5,02 | 4,80 | 2,38 |
| Eu (0,005) | 0,738 | 0,788 | 0,698 | 0,516 | 1,615 | 0,796 | 0,720 |
| Gd (0,01) | 2,92 | 4,24 | 2,28 | 2,10 | 5,04 | 3,80 | 1,88 |
| Tb (0,01) | 0,51 | 0,73 | 0,39 | 0,36 | 0,93 | 0,62 | 0,33 |
| Dy (0,01) | 2,83 | 4,22 | 2,24 | 2,05 | 5,29 | 3,46 | 1,87 |
| Ho (0,01) | 0,62 | 0,92 | 0,45 | 0,43 | 1,11 | 0,67 | 0,37 |
| Er (0,01) | 1,81 | 2,71 | 1,33 | 1,29 | 3,23 | 2,00 | 1,07 |
| Tm (0,005) | 0,312 | 0,461 | 0,206 | 0,225 | 0,519 | 0,323 | 0,183 |
| Yb (0,01) | 1,98 | 2,92 | 1,39 | 1,46 | 3,12 | 1,99 | 1,22 |
| Lu (0,002) | 0,321 | 0,474 | 0,226 | 0,249 | 0,504 | 0,331 | 0,186 |
| Q | 39,59 | 33,39 | 25,65 | 36,71 | 31,09 | 38,40 | 28,27 |
| Or | 18,68 | 16,54 | 14,77 | 20,29 | 11,89 | 23,06 | 15,46 |
| Ab | 26,83 | 25,74 | 24,94 | 32,46 | 33,96 | 27,50 | 24,62 |
| An | 15,93 | 15,51 | 21,51 | 4,87 | 14,59 | 5,41 | 20,51 |
| C | --- | --- | 0,59 | 1,50 | 0,47 | 1,70 | 0,62 |
| Di | 0,46 | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Hy | 5,11 | 6,16 | 9,03 | 2,85 | 5,22 | 2,67 | 7,54 |
| Mt | 1,66 | 1,65 | 2,56 | 0,83 | 2,03 | 0,83 | 2,15 |
| Il | 0,54 | 0,69 | 0,70 | 0,36 | 0,53 | 0,32 | 0,59 |
| Ap | 0,21 | 0,23 | 0,25 | 0,13 | 0,22 | 0,11 | 0,23 |

Koukharsky (1969), quien entonces las asignó al Silúrico por correlación con otros cuerpos intrusivos de la Puna. Méndez (1974) denominó a estas rocas Granito Macón, clasificándolas como granitos calcoalcalinos, atribuyéndolos también al Silúrico. Turner y Méndez (1979) les dieron explícitamente rango formacional (Formación Macón), manteniendo la edad silúrica y adjudicándoles composición de granito alcalino-cálcico. En cambio Méndez *et al.* (1979)

las consideraron del Carbónífero inferior al contar con dos edades K/Ar de otros granitoides de la región. Linares (1979 y 1981) publicó dataciones K/Ar y Rb/Sr correspondientes al Proterozoico superior para una roca granítica del cerro Macón. Koukharsky (1988) describió petrográficamente una muestra tipo de granodiorita y otra de un enclave monzodiorítico del sector centro-occidental de la sierra señalando que, de no mediar las dataciones isotópicas, dicha unidad se

Cuadro 2: Valores analíticos de la determinación Ar/Ar.

| Incremento (°C) | Acum. ³⁹ Ar (%) | ⁴⁰ Ar (%) | Edad (Ma) | Error de Edad |
|--------------------|----------------------------------|-------------------------|--------------|---------------------|
| 900 | 0,92 | 28,81 | 176,72 | 50,54 |
| 1000 | 3,86 | 73,03 | 413,81 | 12,91 |
| 1100 | 11,65 | 93,17 | 477,43 | 8,32 |
| 1150 | 19,43 | 93,74 | 459,73 | 7,90 |
| 1200 | 29,77 | 95,41 | 476,32 | 7,33 |
| 1250 | 42,54 | 96,95 | 481,39 | 8,06 |
| 1300 | 61,47 | 97,99 | 484,41 | 7,31 |
| 1400 | 94,56 | 96,37 | 450,26 | 6,78 |
| 1500 | 99,72 | 86,97 | 437,29 | 7,18 |
| 1823 | 100,00 | 37,38 | 365,41 | 24,25 |

integraría al extenso complejo plutónico de la región cuya edad es posterior al Ordovícico inferior y anterior al Devónico. Palma *et al.* (1986) dieron a conocer una datación K-Ar de 485 ± 15 Ma realizada en biotitas de una muestra del Granito Archibarca, extendiendo sus conclusiones para el plutón de la sierra de Macón.

Damm *et al.* (1990) mantuvieron la edad atribuida por Palma *et al.* (1986) y clasificaron como monzogranito y granodiorita grises con hornblenda y biotita a rocas de la sierra de Macón, publicando 4 valores $\delta^{18}\text{O}$ de granodioritas y los resultados de análisis por elementos mayoritarios y algunas trazas de una de ellas. Basándose en tales datos consideraron a estas rocas como representantes de magmas tipo A (anorogénicos), generados por la interacción de fusiones primitivas del manto con una corteza inferior granulítica durante un régimen extensional. En la hoja geológica a escala 250.000, Zappettini y Blasco (1996) reconocieron granitos y granodioritas en la Formación Macón, adjudicando su origen al magmatismo vinculado a la orogenia Tilcárica cuya edad estaría comprendida entre el Precámbrico superior y el Cámbrico inferior. Coira *et al.* (1999) propusieron un modelo provisorio de evolución magmatotectónica en tres etapas para el intervalo Cámbrico tardío - Caradociano en el margen occidental del Gondwana en el norte de la Puna de la Argentina y Chile. La primera etapa corresponde a un arco con plutonismo y volcanismo de arco y retroarco. La etapa intermedia habría estado gobernada por un régimen de convergencia oblicua en el sur y deslizamiento de rumbo en el norte y una etapa tardía que para el sector occidental involucra plutonismo de características colisionales. Los autores no ubicaron específicamente en este modelo a las rocas de la sierra de Macón, sin embargo señalaron para ellas tendencias químicas de arco sobre la base de la reinterpretación de análisis químicos promediados de Damm *et al.* (1990).

Una síntesis de los primeros resultados de las tareas de campo realizada por las autoras del presente trabajo fue publicada por Page *et al.* (1999).

Marco geológico

En el núcleo de la sierra de Macón aflora un complejo ígneo predominantemente granodiorítico. Sobre su borde occidental se apoya una espesa secuencia de conglomerados continentales de edad terciaria, mediando una discordancia erosiva cuyo plano inclina unos 70° hacia el oeste. Hacia el este, una importante falla superpone las rocas graníticas a sedimentitas terciarias predominantemente psamíticas con importante participación de yeso, dando lugar a un plegamiento disarmónico en ellas. Dicha falla forma parte de la discontinuidad que pierde inclinación hacia abajo sobre la cual se ha desplazado al oriente el bloque de la faja granítica de la sierra de Macón y su prolongación hacia el sur señalada por Fernández Garrasino *et al.* (1984). En algunas partes altas de los depósitos de pie de sierra recientes se encuentran importantes acumulaciones de bloques de granitoides que pueden asociarse a erosión glacial, la cual ha modelado las quebradas más profundas con el característico perfil en U.

Características petrográficas

El granitoide más común del sector norte de la sierra es una granodiorita gris, rosada o morada, de textura hipidiomorfa inequigranular predominantemente gruesa con variaciones a tonalitas grises oscuras y a granitos grises rojizos, en algunos casos porfiricos por el desarrollo levemente mayor del feldespató potásico. Suele encerrar enclaves microgranulares máficos con formas subredondeadas y tamaños de hasta 90 cm, además de tabiques y cuerpos elipsoidales de hasta 100 m de ancho con centenas de metros de largo formados por rocas metavolcánicas y hornfels. En el norte se destaca un cuerpo de granodiorita gris clara, con textura hipidiomorfa y grano predominantemente fino relativamente homogéneo, cuyas características petrográficas y geoquímicas indican un origen levemente más evolucionado.

Las granodioritas tienen entre 4 y 10% de biotita y pueden carecer de anfíbol o contenerlo en proporciones de hasta un 12%. Presentan variaciones locales a tonalitas con hasta 9,5 % de biotita y hasta 10,5 % de hornblenda y a granitos con hasta un 4,5% de biotita. Hacia las cabeceras de la quebrada de la Toma de Agua se observa una foliación de rumbo aproximadamente meridiano, dada por variaciones en el contenido de mafitos, siendo tonalíticas con hasta 10,5 % de hornblenda y 5,5% de biotita las folias oscuras y granodioríticas con 4,5% de hornblenda y 3,5% de biotita las claras. Las relaciones entre los contenidos de feldespatos y cuarzo para los diferentes tipos petrográficos están sintetizados en el gráfico QAP (Fig. 2).

Al microscopio las texturas son monzoníticas cuando el feldespató potásico es abundante y son comunes

los pequeños individuos idiomorfos de plagioclasa incluidos en biotitas y en hornblendas en disposiciones que recuerdan a las texturas ofíticas. Las plagioclasas pueden tener tamaños muy variados aún dentro de una misma muestra. Son euhedrales con zonación múltiple generalmente directa, habiéndose determinado composiciones dominantes tan cálcicas como An_{46} y tan sódicas como An_{26} en diferentes localidades. Suelen presentar alteración parcial a sericita acompañada o no por epidoto, muchas veces concentrada en los núcleos y en rocas del extremo norte de la sierra se observan maclas levemente curvadas por deformación. El anfíbol es hornblenda subhedral fuertemente pleocroica cuyos colores extremos son verde oscuro y amarillo verdoso. La biotita, de colores castaños y fuertemente pleocroica raramente es idiomorfa. En algunas muestras sus cristales aparecen curvados por deformación. Hay relictos de hornblenda en la biotita así como hornblenda rodeando biotita, siendo común que ambos mafitos incluyan granos de magnetita y que estén cloritizados (especialmente la biotita). El feldespato potásico, normalmente intersticial y pertítico, está enturbiado por diminutas inclusiones irregulares oscuras. Su extinción óptica es levemente heterogénea y su ángulo $2V$ corresponde en algunas muestras a ortoclasa y en otras a microclino aunque carece del típico maclado entrecruzado y pocas veces tiene maclas simples. Los granos de cuarzo, con extinción óptica generalmente fragmentada, contienen inclusiones fluidas que en algunos casos están alineadas revelando antiguas suturas de fracturas con diversas orientaciones. Aunque intersticiales, ocasionalmente tienden a desarrollar, si bien incompletas, las formas bipiramidales cortas típicas del cuarzo volcánico. Los minerales accesorios son magnetita, allanita (frecuentemente zonal), apatita, circón y titanita.

Una granodiorita predominantemente fina y levemente

te más evolucionada del norte de la sierra de Macón (M98-17) se destaca por su textura granosa panalotriomorfa y abundancia de cuarzo (38%). Algunos de sus granos de plagioclasa son fragmentos de anteriores cristales zonales. Contiene un 5% de biotita castaña fina parcialmente cloritizada, en agregados decusados o de cristales entrecruzados y muscovita como mineral accesorio, que en partes ha reemplazado biotita.

En el tramo medio de la quebrada de la Toma de Agua aflora un granito biotítico de color rojizo con textura granosa panalotriomorfa inequigranular mediana a gruesa en el que se destacan cristales de ortoclasa pertítica. Presenta un contacto neto de intrusividad en la granodiorita, la cual está allí afectada por intensa alteración hidrotermal. La alteración se manifiesta con texturas granofíricas alrededor de granos de cuarzo y de feldespatos, albitización y epidotización de plagioclasas, reemplazo de anfíboles por agregados de clorita, epidoto y magnetita; de biotitas por clorita (penninita), acentuada extinción óptica fragmentada del cuarzo, concentraciones y microvenas de biotita secundaria asociada a cristales de magnetita, además de venillas de epidoto y de calcita.

Geoquímica

Los contenidos de SiO_2 de las granodioritas varían entre los órdenes de 65 y 75% (Cuadro I). Cuando se consideran los diagramas de Harker (Fig. 3), las muestras M98/34 y 98/17 aparecen como las más evolucionadas y la 98/10 como la más primitiva, infiriéndose un fraccionamiento dominado por plagioclasa y anfíbol. Similar ordenamiento se verifica en otras representaciones, entre las que se cuenta el AFM (Fig. 4b), donde siguen la tendencia de las rocas alcaloalcalinas según el límite establecido por Irvine y Baragar (1971). En el gráfico de los índices de Shand (Fig. 4a) los valores se plotean como levemente peraluminosos (corindón normativo entre 0,59 y 1,70) y levemente metaluminosos (dióxido normativos entre 0 y 0,46). Los diagramas multielementales normalizados a condritos (Fig. 4c) revelan empobrecimientos relativos para Nb, Sr y Ti característicos de las rocas de arco, con un grado de enriquecimiento en elementos litófilos comparable al de los emplazados en cortezas continentales, así como concentraciones comparables a las del MORB para Sr, Nd, Hf, Zr y REE intermedias y pesadas. Los contenidos en tierras raras normalizadas a condritos muestran en general un paralelismo de las diferentes curvas, con una anomalía negativa en el Eu, pendiente acentuada en las REE livianas y el diseño plano en las pesadas, característico de fraccionamientos en los cuales participaron plagioclasa y hornblenda (Fig. 4d), confirmando lo sugerido por los diagramas de Harker.

Para el cálculo de fraccionamiento utilizando

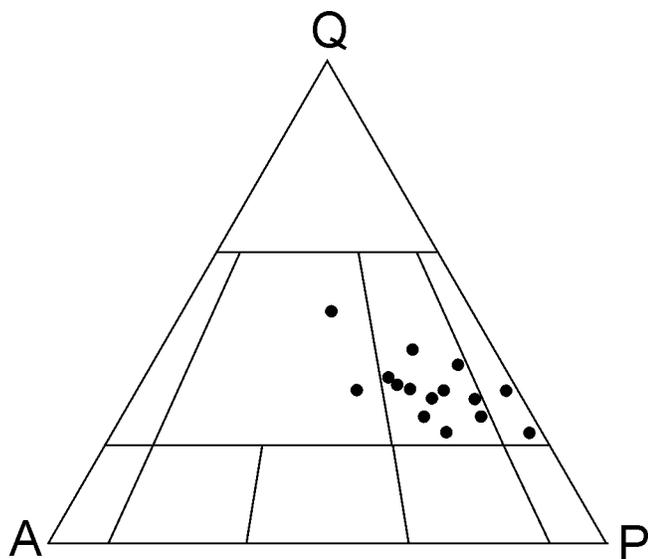


Figura 2: Clasificación QAP de muestras de la Sierra de Macón.

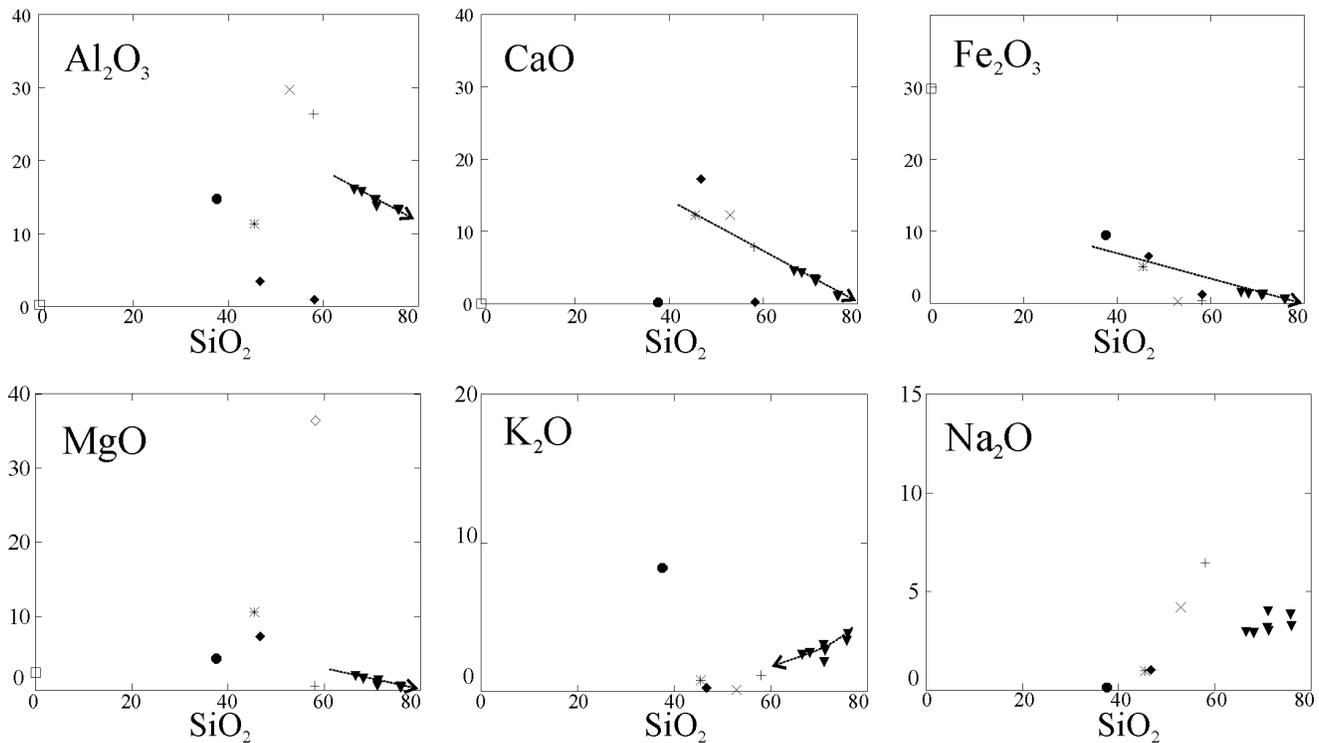


Figura 3: Diagramas de Harker. Las muestras analizadas están representadas como triángulos. Como referencias se agregan análisis de minerales tipo que son: Labradorita (equis); andesina (cruz); ortopiroxeno (rombo hueco); clinopiroxeno (rombo lleno); hornblenda (asterisco); biotita (lunar lleno) y magnetita (cuadrado), todos ellos tomados de Deer *et al.* (1966).

plagioclasa y hornblenda de composiciones standard, entre la muestras M98/10 (65,17% SiO_2) y M98/34 (75,70% SiO_2), la composición de la roca hija se obtiene fraccionando un 5,5% de la masa inicial, integrado por 42,3% de plagioclasa (An67), 42,7% de hornblenda y 15% de magnetita titanífera, (suma de los cuadrados de los residuos = 0,044). Sin embargo los valores más ajustados (suma de los cuadrados de los residuos = 0,014) se logran sustrayendo un 31,2% compuesto por 63,9% de plagioclasa (An70), 22,1% de hornblenda, 4,1% de ortopiroxeno y 9,9% de magnetita titanífera. Las texturas semejantes a ofíticas de algunos anfíboles sugieren que pueden haber cristalizado originariamente como piroxenos, por lo que no se descarta un fraccionamiento de ese mineral.

En el diagrama Rb vs Y+ Nb de Pearce *et al.* (1984) las muestras aparecen representadas en el campo de los granitoides de arcos volcánicos (Fig. 4f), la mayor parte de ellas dentro del sector compartido con los post-colisionales (Pearce 1996). Similar localización presentan en los diagramas que discriminan los granitos colisionales de los de arco como Hf-Rb/30-Ta/3 (Harris *et al.* 1986). En los valores normalizados al ORG (Pearce *et al.*, 1984) son característicos los máximos de Rb y Th respecto de Nb y Ta (similares al ORG) y de Ce respecto del Hf (Fig. 4e). Para las muestras cuyo tenor de SiO_2 es inferior al 68%, los valores de Rb están en el orden de 30 veces, el Ba en el orden de las 10 veces y Hf, Zr y Sm en el orden de

0,3 veces los contenidos del ORG, asemejándolas más a los valores de arco que a los post colisionales.

Aunque sobre la base de los tenores geoquímicos es difícil discriminar con seguridad el ambiente tectónico de emplazamiento, el predominio de composiciones granodioríticas y el evidente fraccionamiento de anfíbol sugieren como más probable el ambiente de arco. Por otra parte, si se aceptan las equivalencias entre los diferentes métodos de datación que sugieren las escalas compiladas por Gradstein y Ogg (1996) y por Remane *et al.* (2000) y se tiene en cuenta la casi coincidencia de la edad bioestratigráfica de las rocas volcánicas del arco existente en la región, con la edad absoluta determinada isotópicamente en uno de los granitoides (ver más adelante), es más lógico suponer que los granitoides también pertenezcan al arco.

Edad

La edad Ar/Ar en hornblenda de una de las granodioritas más primitivas y frescas del complejo intrusivo es de $482,7 \pm 7,8$ Ma (Cuadro 2). La determinación se considera confiable por corresponder a un plateau, conformado por las etapas de calentamiento 3 a 7 de un total de 10 (Fig. 5), identificado según los criterios expuestos en Dickin (1997) y que comprende el 58% del ^{39}Ar liberado. Sobre esta base

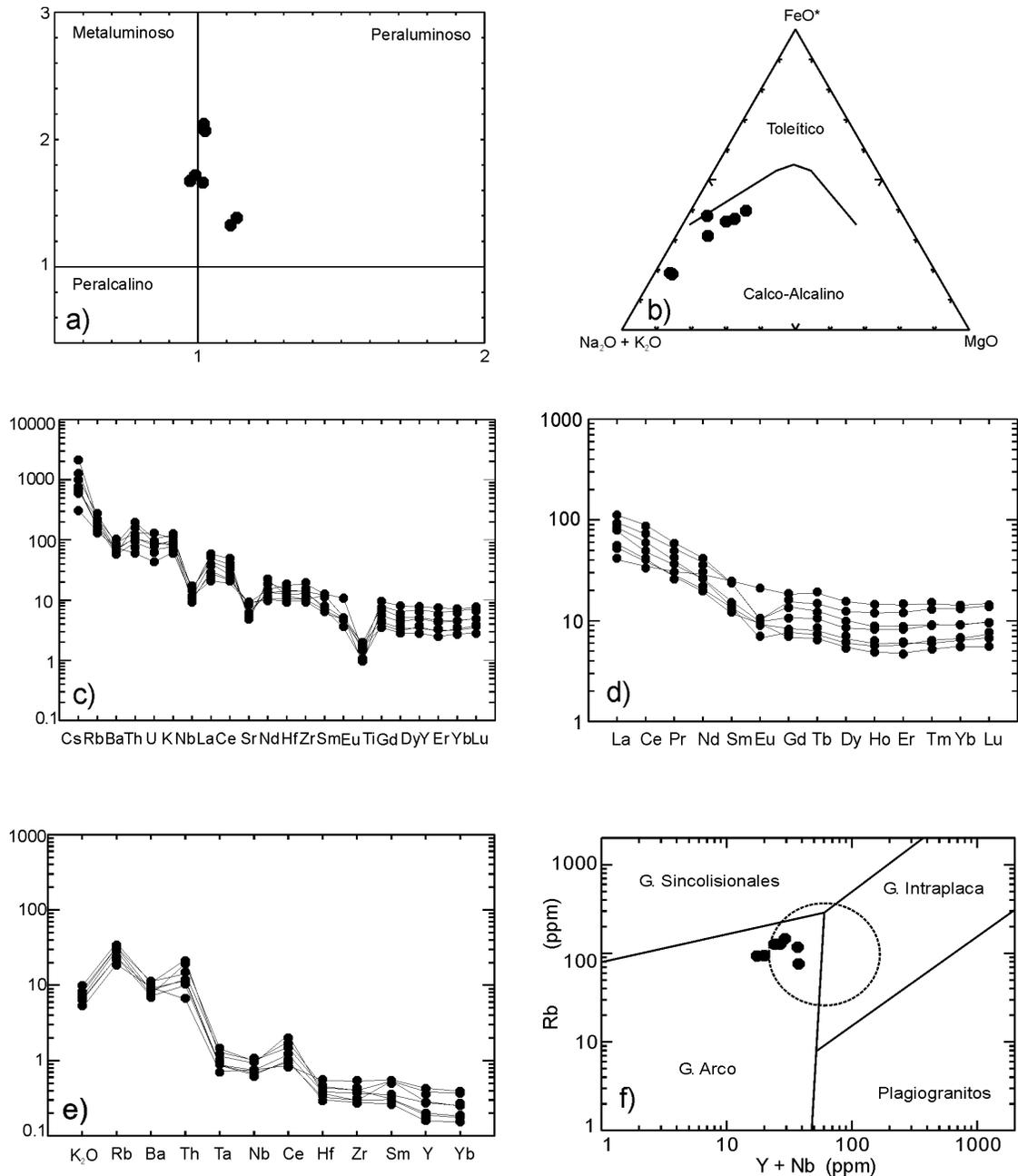


Figura 4: a, Diagrama de los índices de Shand. b, Diagrama AFM con la línea divisoria según Irvine y Baragar (1971). c, Diagrama multielemental normalizado a condritos. d, Diagrama de tierras raras con la normalización de Sun (1982). e, Diagrama de trazas normalizadas al ORG de Pearce *et al.* (1984) f, Diagrama Rb vs Y + Nb de Pearce *et al.* (1984), con el campo de los granitos post-colisionales según Pearce (1996).

se asigna el pasaje de la roca plutónica por la isoterma de 500°C (si el enfriamiento fue relativamente rápido), al lapso comprendido entre el Tremadociano medio y el Arenigiano medio según la escala de Gradstein y Ogg, (1996). El reconocimiento en algunos granitoides de cristales de cuarzo con el hábito bipiramidal corto, característico de rocas volcánicas, la marcada zonación múltiple en sus plagioclasas y la presencia de colgajos de metavolcanitas y de hornfels biotíticos con contactos netos, indican condiciones de epizona para su emplazamiento. Dichas condiciones, sumadas

a la dinámica del ambiente tectónico inferido de arco volcánico, permiten suponer que la edad isotópica determinada sea cercana a la edad de la intrusión. Por otra parte, Koukharsky *et al.* (2001) destacan la similitud petrográfica y geoquímica entre metalavas dacíticas con variaciones hasta andesitas basálticas que se encuentran como enclaves en granitoides de la quebrada de la Toma de Agua (Fig. 1) y rocas metavolcánicas de arco aflorantes en Vega Pinato (localizada unos 30 km al norte), las que se asocian a una secuencia sedimentaria con fósiles del Tremadociano

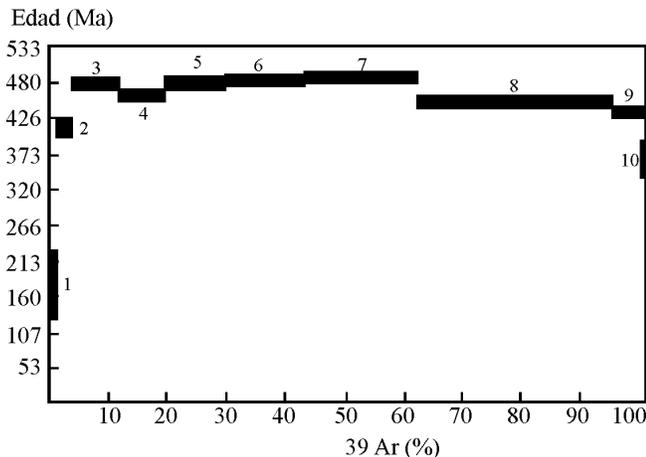


Figura 5: Representación gráfica de los valores del Cuadro 2.

basal (Koukharsky *et al.* 1996). Este hecho acotaría, para la granodiorita datada, una edad máxima del Tremadociano.

Discusión y conclusiones

Los granitoides del extremo norte de la sierra de Macón son el resultado de varios pulsos intrusivos según lo evidencian algunos contactos y alteraciones asociadas a ellos, cuyas composiciones modales varían entre tonalitas y granitos predominando las granodioritas. Si bien la roca de caja no aflora en forma independiente, la presencia de grandes colgajos indica su emplazamiento entre volcanitas y pelitas preexistentes.

En una de las granodioritas más primitivas y frescas del complejo plutónico se determinó la edad Ar/Ar en hornblendas resultando corresponder al lapso Tremadociano-Arenigiano, la cual se considera cercana a la edad de la intrusión. El valor obtenido, de $482,7 \pm 7,8$ Ma es notablemente semejante a la edad K/Ar en biotitas de 485 ± 15 Ma del granito Archibarca publicada por Palma *et al.* (1986), confirmando su pertenencia al mismo ciclo magmático. También presenta superposición con las edades K/Ar en anfíbol y en anfíbol-biotita de 494 ± 20 Ma y 470 ± 17 Ma respectivamente, publicadas por Blasco *et al.* (1996) para un stock diorítico del Complejo Ígneo Pocitos definido por Zappettini *et al.* (1994). Dicho complejo es de composición más básica que la del sector de la sierra de Macón estudiado en el presente trabajo. Sin embargo sus características mineralógicas y ubicación de pocos kilómetros al SSE de la sierra de Macón sugieren consanguinidad.

Tanto la asociación litológica como las características geoquímicas de los granitoides del sector norte de la sierra de Macón indican un emplazamiento en ambiente tectónico de arco volcánico. El mismo se contrapone con el ambiente anorogénico extensional

que había sido propuesto por Damm *et al.* (1990), quienes opinaron que las variables correlaciones entre los contenidos de elementos litófilos incompatibles como Rb y Cs con los tenores de K_2O y SiO_2 , eran resultantes de procesos de alteración hidrotermal y de metasomatismo en los plutones, lo que invalidaría la utilización de los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984).

Parte de las alteraciones (cloritización – sericitización) y la deformación cristalina que invariablemente presentan los granos de cuarzo y ortoclasa, así como la ocasional curvatura de cristales de plagioclasa y de biotita y, en algunos casos, la fragmentación y redistribución de estos últimos se atribuyen a esfuerzos compresivos relacionados con la orogenia oclógica.

Agradecimientos

Las autoras agradecen a Jorge Guillou y a Iván Koukharsky el haber colaborado durante los traslados y las tareas de campo que sirvieron de base a este trabajo y a los árbitros las observaciones que contribuyeron a mejorar la calidad de esta presentación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Blasco, G., Villar, L. y Zappettini, E. El complejo ofiolítico desmembrado de la Puna Argentina. Provincias de Jujuy, Salta y Catamarca, 1996. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (3): 653-667. Buenos Aires.
- Coira, B. L., Mahlburg Kay, S., Pérez, B., Woll, B. Hanning, M. and Flores, P., 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. En Ramos, V. A. y Keppie, J. D. (Eds.): Laurentia-Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America Special Paper 336: 145-170. Boulder, Colorado.
- Damm, K. W., S. Pichowiak, R. S. Harmon, W. Todt, S. Kelley, R. Omarini and H. Niemeyer, 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; The basement revisited. En: Kay, S. M. and Rapela, C. W. (Eds.): Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America Special Paper 241: 101-126. Boulder, Colorado.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1966. An introduction to the rock-forming minerals. Longman. 528 p., Londres.
- Dickinson, A. P., 1997. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, 490 p., Cambridge U. K.
- Fernández Garrasino, C., H. Bianucci y J. Musmarra, 1984. Algunos rasgos geológicos del sur de Salta y este de Tucumán. Boletín de Informaciones Petroleras, 1: 62-72. Buenos Aires.
- Gradstein, F. M. and Ogg, J. G., 1996. A Phanerozoic Time Scale. Episodes, 19: 1-2.
- Harris, N. B., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En: Coward, M. P. & Ries, A. C. (Eds.): Collision Tectonics Geological Society Special Publication 19: 67-81.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 743-770.

- Koukharsky, M., 1969. Informe preliminar sobre la estratigrafía de la Hoja 6b-Cerro Guanaquero. Instituto Nacional de Geología y Minería, 1-22, Buenos Aires (Inédito).
- Koukharsky, M., 1988. Geología de la Puna en la región que media entre el cerro Socompa y el cerro Tul Tul, provincia de Salta. Tesis Doctoral N°2166, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 1-91. (Inédito).
- Koukharsky, M., Torres Claro, R., Etcheverría, M., Vacari, N. E. y Waisfeld, B. G., 1996. Episodios volcánicos del Tremadociano y del Arenigiano en Vega Pinato, Puna salteña, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino. Actas (5): 535-542.
- Koukharsky, M., Quenardelle, S., Litvak, V., Maisonnave, E. B. y Page, S., 2001. Evidencias del volcanismo ordovícico en la sierra de Macón, Puna salteña. Argentina. 9° Congreso Latinoamericano de Geología y 3° Congreso Uruguayo de Geología. Abstracts: 3-13, editado en CD: 003.pdf: 7pp. Montevideo. Uruguay.
- Le Maitre, R. W., 1968. Chemical variation within and between volcanic rock series. A statistical approach. *Journal of Petrology*, 9: 220-252.
- Linares, E., 1979. Catálogo de Edades Radimétricas determinadas para la República Argentina. II: Años 1975-1976. Asociación Geológica Argentina. Serie B, Didáctica y Complementaria, 6: 20-32. Buenos Aires.
- Linares, E., 1981. Catálogo de Edades Radimétricas determinadas para la República Argentina. III: Años 1977-1978 y IV: Años 1979-1980. Asociación Geológica Argentina. Serie B, Didáctica y Complementaria, 10: 1-63. Buenos Aires.
- Méndez, V., 1974. Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65°30' oeste, hasta el límite con las repúblicas de Bolivia y Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (4): 392-424.
- Méndez, V., Turner, J. C. M., Navarini, A., Amengual, R. y Viera, V., 1979. Geología de la Región Noroeste, provincias de Salta y Jujuy. Dirección General de Fabricaciones Militares: 1-118. Buenos Aires.
- Page, S., Litvak, V., Maisonnave, E. B., Quenardelle, S. y Koukharsky, M., 1999. El magmatismo de la Sierra de Macón, provincia de Salta, Argentina. *Actas XIV Congreso Geológico Argentino* (1): 105-106. Salta.
- Palma, M. A., Párica, P. D. y Ramos, V. A., 1986. El Granito Archibarca: Su edad y significado tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 414-419.
- Pearce, J., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19: 120-125.
- Pearce, J. A., N. B. W. Harris and A. G. Tindle, 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.
- Remane, J., Faure-Muret, A. and Odin, G. S. 2000. International Stratigraphic Chart, en Remane, J., Cita, M. B., Decourt, P., Bouyessse, P., Repetto, F. L. and Faure-Muret, A. (Eds.). International Union of Geological Sciences – UNESCO: 1-16.
- Sun, S. S., 1982. Chemical composition and origin of the earth primitive mantle. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, 46: 179-192.
- Turner, J. C. M. y Méndez, V., 1979. Puna. In: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba., 1: 13-56. Córdoba.
- Wood, D. A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 77-97.
- Zappettini, E. y Blasco, G., 1996. Hoja Geológica 2566-I. San Antonio de los Cobres. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 217, 1-126. Buenos Aires.
- Zappettini, E., Blasco, G. y Villar, L., 1994. Geología del extremo sur del Salar de Pocitos, Provincia de Salta, República Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, (1): 220-224. Concepción.

Recibido: 20 de diciembre, 2000

Aceptado: 8 de abril, 2002