

Geología y Petrología del Sector Austral de la Sierra de Velasco, al sur de los 29°44'S, La Rioja, Argentina

Laura BELLOS¹

Abstract: *GEOLOGY OF THE SOUTHERN PORTION OF THE SIERRA DE VELASCO, LA RIOJA, ARGENTINA.* The southern portion of the Sierra de Velasco, south of 29° 44' S is dominated by granitoids. Pre-granitic basement was recognized only in the extreme SE, or as xenoliths in the granitoids. The magmatic rocks constitute compositionally contrasted plutons: the Patquía Pluton, of greater areal distribution, corresponds to biotitic-hornblendic granodiorites and smaller proportions of biotitic tonalites with variable quantities of hornblende, with equigranular to slightly porphyritic textures, I-Type affinities; and the San Cristóbal Pluton of scarce volume, conformed dominantly by equigranular to locally porphyritic monzogranites and sienogranites, containing biotite or biotite and muscovite and scarce accessory garnet. This pluton is deformed on its western margin by a NNW-SSE trending shear zone, possibly related to the TIPA milonitic belt, that generated green schist facies orthogneisses, protomylonites and mylonites, with scarce cataclases corresponding to a latter deformational event. The deformation textures indicate that they were generated above the fragile-ductile limit of the crust, suggesting that the granites were emplaced at less than 12 km. All the granitoids varieties contain mafic magmatic enclaves. The volumetric relationships of the two plutons, and the interpretation of the geochemical data indicates that both granitoids are genetically related and it suggest a magmatic evolution by means of fractional crystallization from more mafic to the more felsic facies. Multi-elements and discrimination tectonic diagrams indicate a magmatic arc filiation, comparable with other Famatinian Cycle arcs of the Sierras Pampeanas.

Resumen: *GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA DEL SECTOR AUSTRAL DE LA SIERRA DE VELASCO, AL SUR DE LOS 29°44' S.* El sector austral de la Sierra de Velasco al sur de los 29° 44' S está constituido predominantemente por granitoides. Solo se reconoció basamento pregranítico en el extremo sudeste o como xenolitos en los granitoides. Las rocas magmáticas constituyen dos plutones composicionalmente contrastados: El Plutón Patquía, de mayor distribución areal, corresponde a volúmenes mayores de granodioritas biotíticas-hornbléndicas y menores proporciones de tonalitas biotíticas con cantidades variables de hornblenda, con texturas desde equigranulares variando a porfíricas, que presentan afinidades de Tipo I; y el Plutón San Cristóbal de volumen reducido, constituido predominantemente por monzogranitos y sienogranitos equigranulares variando localmente a porfíricos, con biotita o biotita y muscovita y escaso granate accesorio. Este plutón se encuentra deformado en su margen occidental por una faja de cizalla de rumbo NNO-SSE, relacionada posiblemente con la faja milonítica TIPA, que generó ortogneises y protomilonitas y milonitas, en facies de esquistos verdes, con escasas cataclasis correspondientes a un evento deformativo posterior. Las texturas de deformación indican que se han generado por arriba del límite frágil-dúctil en la corteza, por lo que el emplazamiento de los granitos se estima en menos de 12 km. En todas las variedades de granitoides se encuentran enclaves magmáticos máficos. Las relaciones de volumen de los dos plutones, así como la interpretación de los datos geoquímicos indican que ambos granitoides están relacionados genéticamente y sugieren una evolución magmática por cristalización fraccionada desde las facies más máficas a las más félsicas. Los diagramas de multielementos así como los de discriminación tectónica indican una filiación de arco magmático comparable con otros arcos del Ciclo Famatiniano en las Sierras Pampeanas.

Key words: Tonalites. Granodiorites. Monzogranites. Magmatic Arc. Deformed belts. Shallow emplacement.

Palabras clave: Tonalitas. Granodioritas. Monzogranitos. Arco magmático. Fajas deformadas. Emplazamiento somero.

¹ INSUGEO-CONICET. Facultad de Ciencias Naturales e IML, UNT. Miguel Lillo 205. CP 4000. San Miguel de Tucumán. E-mail: laurabellos@yahoo.com.ar

Introducción

El batolito de Velasco se encuentra ubicado al oeste de la ciudad de La Rioja, extendiéndose a lo largo de 180 Km aproximadamente en sentido N-S. Constituye el mayor afloramiento plutónico de las Sierras Pampeanas y forma parte de la Zona Batolítica Central definida por Toselli et al. (1986), la cual presenta una alta relación de afloramientos granito/roca de caja.

Este batolito era fue considerado durante muchos años como un complejo de rocas graníticas y migmatíticas (Turner 1962, 1971). Toselli *et al.* (1996) interpretaron preliminarmente que la mayor parte del batolito de Velasco está constituido por monzogranitos porfiróides, peraluminosos de dos micas, y mucha menor proporción de granitos cordieríticos Tipo S. Las investigaciones recientes han permitido reconocer granitoides de edades desde Ordovícicas a Carboníferas (Pankhurst *et al.*, 2000, Báez y Basei, este volumen), intruidos a niveles diferentes en la corteza, y lo que se había interpretado como migmatitas, son fajas deformadas en eventos posiblemente diferentes de los mismos granitoides. Por otro lado, el sector sur de la sierra es poco conocido, y sólo en los últimos años se ha podido determinar que los granitoides allí aflorantes presentan claras diferencias con los peraluminosos de la mayor parte de la sierra. El principal objetivo de este trabajo es dar a conocer los resultados obtenidos del estudio petrológico y geoquímico, que sugieren que los granitoides de la Sierra de Velasco, al sur de los 29° 44' S, son de afinidad I y formaron parte de un arco magmático famatiniano.

Antecedentes geológicos de la Sierra de Velasco

Desde principios del siglo XX numerosos autores estudiaron la Sierra de Velasco, siendo sus trabajos de índole regional. Entre ellos, Bodenbender (1911) realizó estudios geológicos en la parte meridional de la Provincia de La Rioja, y al referirse a la Sierra de Velasco, menciona que *“la falda oriental, en la quebrada de La Rioja, está conformada por filitas, mientras la pendiente occidental se compone de varias partes de gneis, o lo que es más probable de granito gnéisico”*. En la parte central describe un macizo granítico que ocupa la mayor parte de la sierra. Estas observaciones han sido esencialmente confirmadas por trabajos recientes que se están llevando a cabo en el centro y norte de esta sierra, sin embargo en el sector sur, este esquema es solo de aplicación parcial.

Turner (1962, 1971), define a la Formación Antinaco, aflorante en la pendiente occidental de la sierra, como constituida por rocas de mezcla como migmatitas, esquistos inyectados y cuerpos de granitos migmatíticos. Trabajos realizados en los últimos años, han permitido reconocer que no existen en la Sierra de Velasco las rocas migmatíticas descritas por este autor. La roca de caja de los granitoides de la Sierra de Velasco, esta constituida por metapelitas y metapsamitas de la Formación La Cébila (González Bonorino, 1951), que afloran en el sector oriental de la sierra, como ya lo había mencionado Bodenbender. Finney *et al.* (2003) determinaron una edad para esta formación, por el método U/Pb sobre circones detríticos, que oscila entre 515 –480 Ma, con un pico en esta última edad, que puede interpretarse como la edad del metamorfismo térmico, debida a las intrusiones de granitos ordovícicos. Por otra parte Rossi *et al.* (1997) reconocieron corneanas pelíticas en el extremo nororiental de la sierra que se presentan como inclusiones o septos en los granitoides, con paragénesis que indican alta temperatura y baja presión. Bellos *et al.* (2002) también describen corneanas en el flanco occidental, en el área de La Puerta, como inclusiones y tabiques en granodioritas. La termobarometría realizada en la paragénesis mineral crd-grte-bt-kfs dio un pico térmico de 640°C y una presión de 4,8 Kb, correspondientes a una profundidad de 17 km en la corteza (Rossi y Toselli 2004).

Turner (1962, 1971) también define a la Formación Paimán, constituida por granitos equigranulares a porfíricos que afloran en la pendiente oriental, como así también en la mayor parte del tramo central y septentrional de la sierra. Actualmente, el término Granito Paimán se restringe solo a los granitoides aflorantes en dicha sierra.

López y Toselli (1993, 1996) reconocieron que el batolito de Velasco está constituido principalmente por rocas graníticas, deformadas en su flanco W, definiendo la Faja milonítica TIPA, que se extiende desde las sierras de Fiambalá y Copacabana hasta la Sierra de Velasco.

Toselli *et al.* (1996) desarrollan un esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica de los granitoides del Sistema de Famatina y parte de Sierras Pampeanas e indican que la Sierra de Velasco está conformada por monzogranitos porfíroides a equigranulares de dos micas, de filiación geoquímica calcoalcalina, peraluminosa y asociada a granitos tipo S, de emplazamiento somero en un ambiente de colisión.

Pankhurst *et al.* (2000) realizaron dataciones U-Pb SHRIMP en circones, obteniendo en un granitoide del flanco occidental (La Puerta) una edad de 481 Ma.

Toselli *et al.* (2000), en un trabajo referido exclusivamente a la Sierra de Velasco, basándose en las características petrográficas y en las relaciones de campo de los granitoides, reconocen los Complejos Huaco, Antinaco, San Blas y el Granito Señor de la Peña. Mencionan, además, varias fajas de deformación menores (protomilonitas a milonitas) de rumbo aproximado NNW-SSE distribuidas a lo largo de toda la sierra. Aceñolaza *et al.* (2000) distinguen cuatro lineamientos coincidentes con las fajas miloníticas mencionadas.

Rossi *et al.* (1999) reconocieron las rocas deformadas del flanco noroccidental de la sierra, denominándolas Ortogneis Antinaco, compuesto por megacrístales de feldespatos potásico, plagioclasa, biotita, muscovita, granate accesorio, sillimanita y cianita. La presencia de este mineral indicador de alta presión, llevó a una estimación del pico térmico en 600°C y una presión entre 6 a 8 Kb (Rossi *et al.*, 1999). Estos datos permiten estimar que los ortogneises del flanco occidental de la Sierra de Velasco son de emplazamiento profundo en la corteza.

Grosse *et al.* (2003), manteniendo en parte el esquema propuesto por Toselli *et al.* (2000), realizan una interpretación de los eventos deformativos que afectaron al Ortogneis Antinaco y reconocen las diferencias existentes entre los granitoides del sur y el resto de la sierra.

En cambio, los granitos San Blas y Asha (Báez y Basei, este volumen) y los granitos Huaco y Sanagasta (Grosse y Sardi, este volumen) a pesar de no tener roca de caja visible, en base a las relaciones geológicas de campo y contactos intrusivos con respecto al Ortogneis Antinaco, y a las texturas y estructuras de los granitos y sus pórfidos acompañantes, a menudo con cavidades miarolíticas, evidencian un emplazamiento mucho más somero (menor que 10 Km).

Antecedentes geológicos del sector sur de la Sierra de Velasco

Los trabajos dedicados al sector sur de la Sierra de Velasco son escasos. Fidalgo (1966), en la Hoja 17d -Catinzaco- que abarca el área de estudio, señala a la Sierra de Velasco como compuesta por rocas graníticas y migmatíticas, a las que reúne bajo el nombre de Formación San José, de edad precámbrica.

Cesari (1980), Silva Nieto (1981) y Ruiz Huidobro (1980) describen parcialmente la geología de la sierra, denominando a su litología como formaciones Antinaco y Paimán siguiendo la propuesta de Turner (1971).

Bellos (2000) y Grosse (2000), estudiaron el margen sur-occidental de la sierra. Bellos (2000), describe en la serranía que limita por el oeste al Bolsón de Paluqui, (situado al noroeste de la zona abarcada en este trabajo), la presencia de granodioritas y tonalitas biotíticas y/o hornbléndicas y monzogranitos subordinados, con enclaves ígneos máficos, y cuerpos menores de sienogranitos.

Menciona también que estas rocas fueron afectadas por una estrecha faja de deformación dúctil, que generó rocas miloníticas. Grosse (2000), reconoce en un sector inmediatamente al norte del anterior, además de estos granitoides, diques sinplutónicos y enclaves máficos con fenómenos de mezcla (mixing y mingling) con el granitoide encajante.

Bellos *et al.* (2002) describen petrográfica y geoquímicamente las rocas aflorantes en el flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco. Reconocen sus diferencias con los granitoides del centro y norte de la misma y su similitud con algunos granitoides del Sistema de Famatina. Así, establecen que las rocas tienen una composición granodiorítica predominante, con monzogranitos y tonalitas subordinados, con biotita, titanita y/o hornblenda como accesorios principales y tendencias geoquímicas calcoalcalinas, metaluminosas a débilmente peraluminosas.

Características petrográficas

Granitoides. En la zona de estudio se han reconocido dos plutones, denominados Plutón Patquía y Plutón San Cristóbal, composicional y texturalmente diferentes, pero que por sus características mineralógicas y geoquímicas pueden considerarse como pertenecientes a un mismo evento magmático. La composición de cada uno de ellos está representada en el diagrama QAP (Streckeisen, 1976) de la figura 1.

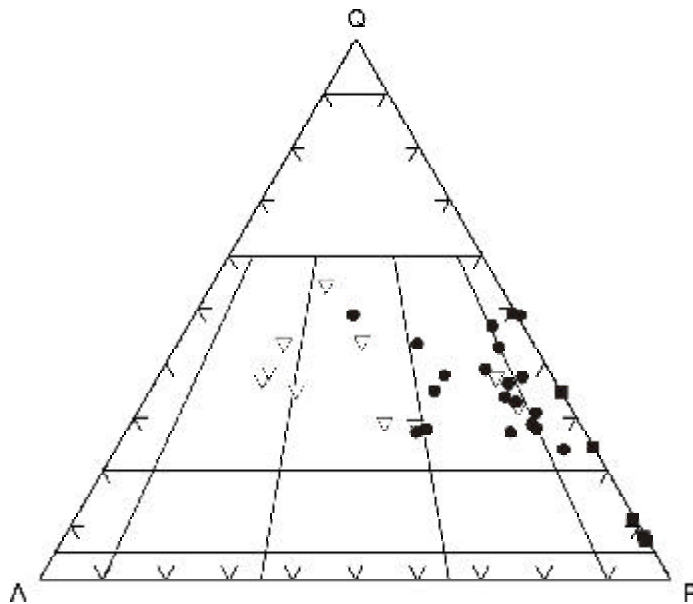


Fig. 1. Diagrama QAP (basado en Streckeisen, 1976). Enclaves máficos (), Plutón Patquía (), Plutón San Cristóbal ().

Plutón Patquía. Es el cuerpo de mayor distribución areal (Fig. 2). Esta constituido principalmente por granodioritas y tonalitas biotítico-hornbléndicas, con variaciones a biotíticas y en menor proporción por monzogranitos biotíticos. Si bien estas rocas presentan texturas variables, mineralógicamente son muy similares.

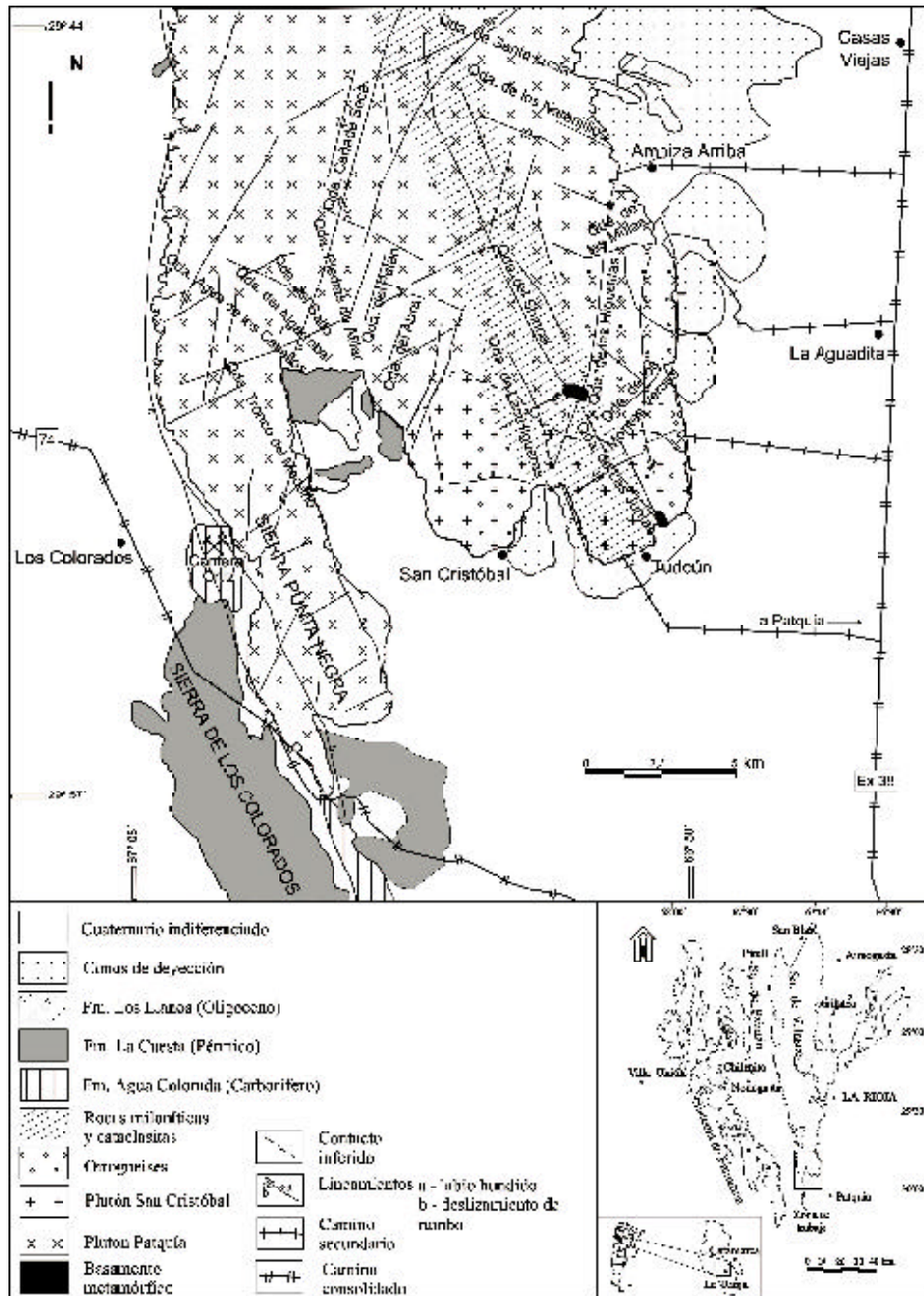


Fig. 2. Mapa geológico del sector sur de la Sierra de Velasco

En el centro del área de estudio, en los alrededores de la Qda. de Palán, y en la Sierra Punta Negra, en el extremo sudoccidental de la zona, dominan las granodioritas; son de color gris rosado a blanco grisáceo, de textura porfírica, con un 10-20% de megacrystales de microclino de 1-3 cm de largo generalmente, aunque alcanzan en algunos casos los 4-5 cm, en una matriz xenomórfica de grano medio a grueso (Fig. 3A).

Hacia el flanco occidental, éstas rocas gradan a tonalitas y en general poseen textura inequigranular seriada, dejando de ser porfíricas y encontrándose solo en algunos sectores megacrystales de feldespato potásico de hasta 3 cm en un porcentaje que no excede el 5%.

Las rocas están compuestas por cuarzo, plagioclasa con zonación normal (An_{16} a An_{36} en las granodioritas y An_{27} – An_{42} en las tonalitas), microclino perfitico (escaso o ausente en las tonalitas), biotita, hornblenda (escasa en la Sierra Punta Negra), titanita, allanita, apatito, circón, magnetita y en ocasiones rutilo (Fig. 3B). Como minerales secundarios se distinguen sericita, epidoto (pistacita y clinozoicita), caolinita, calcita y clorita. En algunos casos, a nivel microscópico, presentan una leve deformación, tales como cristales de feldespatos con maclas suavemente deformadas, extinción ligeramente ondulosa del cuarzo, con bordes de grano fino recrystalizado y biotita con clivajes flexurados. Es común la presencia de mirmequitas y pertitas.

En el flanco oriental de la zona de estudio, en las inmediaciones de los puestos Ampiza y La Aguadita y extendiéndose hacia el norte, aflora una facies de tonalitas biotíticas de color gris oscuro con textura equigranular de grano medio. Se caracteriza por la ausencia de hornblenda, siendo la biotita el principal accesorio, acompañada de cristales de allanita con textura coronítica (Fig. 3C). Hacia el sur del puesto La Aguadita, estas rocas han sufrido deformación, adquiriendo una estructura gnéica. La deformación se hace evidente principalmente, en las maclas fuertemente deformadas de plagioclasa, extinción ondulosa y fragmentosa del cuarzo, bandas de micromolienda y recrystalización de cuarzo entre contactos de granos y micas plegadas.

Plutón San Cristóbal. Aflora en el extremo sudeste de la zona de estudio, en los alrededores de los puestos Tudcún y San Cristóbal. Las rocas corresponden principalmente a monzogranitos y sienogranitos con granodioritas subordinadas. Este cuerpo en su margen occidental no presenta deformación, pero en su parte media es atravesado por una faja milonítica generándose ortogneises, con estructura débilmente foliada definida por bandas biotíticas.

Son rocas equigranulares, de grano medio, llegando en algunos casos a ser ligeramente porfíricos con megacrystales de feldespato potásico de hasta 2 cm de largo. Son de color gris rosado a blanco grisáceo, compuestas por cuarzo, microclino, plagioclasa a veces zoneada (An_{11} a An_{17} en sienogranitos y An_{16} – An_{28} en monzogranitos), biotita, escasa muscovita, circón, apatito, magnetita y solo en muy pocos casos granate. Los granitos gnéicos presentan a nivel microscópico, típicas texturas deformativas y de recrystalización dinámica, como extinción ondulosa y fragmentosa, mosaico de pequeños cristales de cuarzo con contactos lobulados hasta poligonales, que en muchos casos confluyen en puntos triples, bandas de granulación generadas por molienda, maclas de feldespatos deformadas y esfumadas, abundantes pertitas esfumadas hacia el centro del cristal y mirmequitas, láminas de biotita fragmentadas y plegadas con extinción ondulosa y pliegues kink (Fig. 3D), abundantes simplectitas biotita – cuarzo y muscovita – cuarzo, y desarrollo de fibrolita (Fig. 3E y 3F).

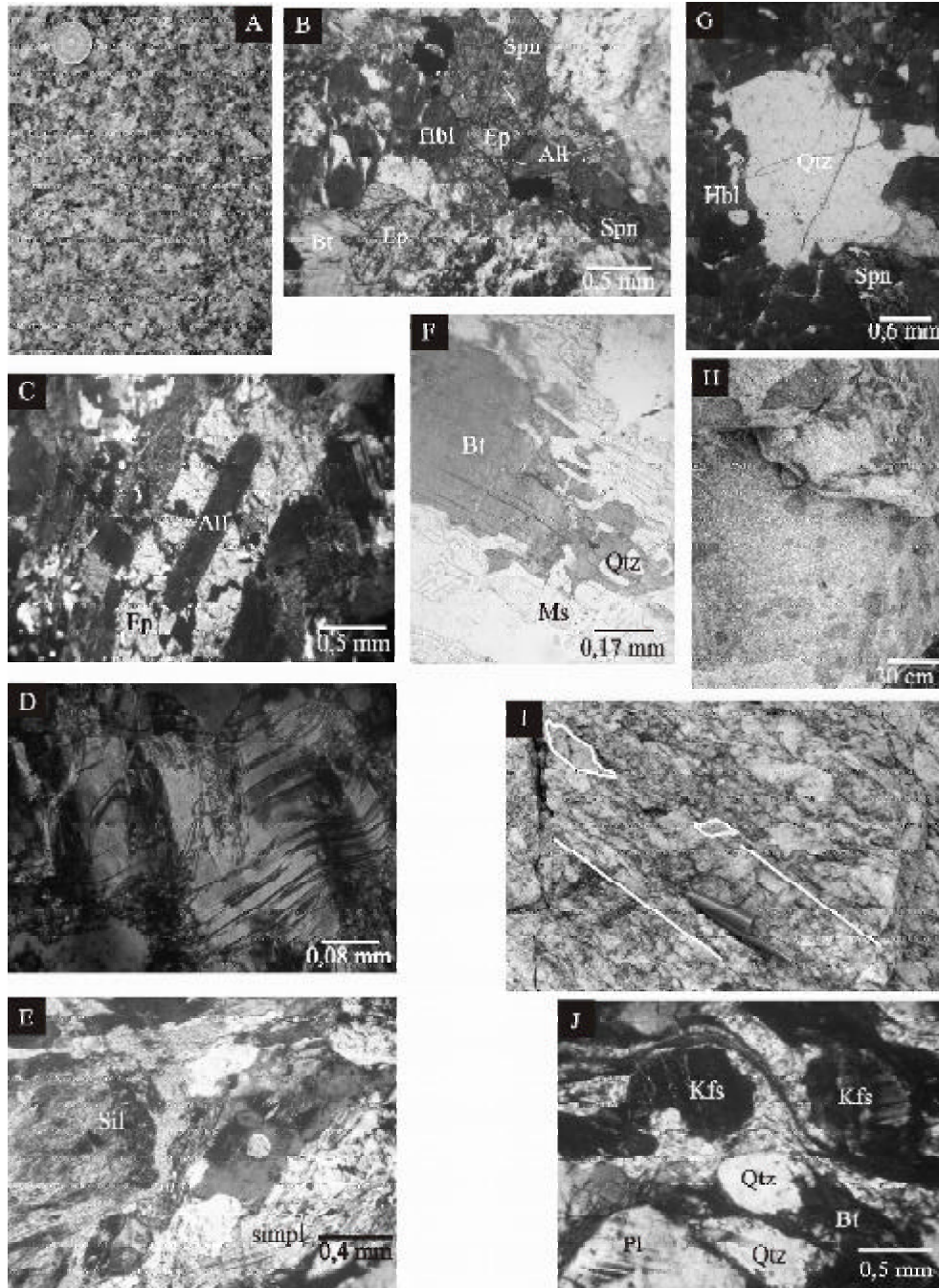


Fig. 3. Plutón Patquía: granodiorita porfírica (A), corte delgado de granodiorita (B), cristal de allanita (All) con una corona de epidoto en tonalita (C). Plutón San Cristóbal: muscovita con pliegues kink (D), fibrolita junto a simplectitas Ms-Qtz (E), biotita rodeada de simplectitas Ms-Qtz (F). Textura ocelar en enclave de diorita cuarzosa (G), enclaves dioríticos rodeados de una roca híbrida granodiorítica (H), fenoclastos asimétricos en un afloramiento de protomilonitas (I), porfiroclastos en una mesostasis con textura de fluxión (J).

Enclaves y rocas máficas

Todas las rocas granitoides del área de estudio presentan enclaves microgranulares máficos de composición diorítica cuarzosa principalmente y también tonalítica. Son de formas redondeadas u ovaladas hasta bien elongadas y tamaños variables desde pocos centímetros llegando a alcanzar el metro. Su color es gris oscuro, con grano fino y textura equigranular a inequigranular, ya que presentan algunos cristales de plagioclasa de mayor tamaño que el resto de los minerales (2-3 mm). Están compuestos de plagioclasa a veces zoneada ($An_{26}-An_{50}$), cuarzo, biotita, hornblenda, titanita, allanita, apatito, circón y opacos, y como minerales secundarios sericita, muscovita, epidoto, calcita, caolinita. Pueden verse xenocristales de cuarzo, engolfados y corroídos, rodeados por hornblenda en típicas texturas oclares (Fig. 3G).

En algunos sectores de la zona, aparecen en los granitoides pequeños cuerpos máficos de forma irregular, de 2 a 3 m consistentes en granodiorita híbrida, que contienen enclaves más máficos, redondeados, de diorita. Los contactos con el granitoide son netos (Fig. 3H).

Basamento metamórfico y xenolitos

La roca de caja de los granitoides, en el sur de la sierra de Velasco es arealmente escasa, encontrándose a menudo como xenolitos alargados de 2 a 10 cm de largo y excepcionalmente de 50 cm. Como afloramientos, aparece en el extremo SE de la sierra, en los alrededores del puesto Tudcún y en la Qda. del Shincal, dentro de una zona de cizalla. Están en contacto neto con rocas graníticas y consisten a esquistos con cuarzo, microclino, biotita, muscovita y fibrolita sincinemática. Poseen una fuerte esquistosidad milonítica, distinguiéndose planos S_1 determinados por laminas de biotita de crecimiento sin-cinemático. El rumbo e inclinación de la esquistosidad promedian $N332^\circ$ y 83° E, respectivamente.

Faja deformada

En la zona de trabajo, se encuentra una estructura mayor, consistente en una potente faja de deformación que afectó al Plutón San Cristóbal y a la parte sudoriental del Plutón Patquía, y que se extiende desde el extremo sudoriental de la sierra, con rumbo general NNO-SSE (Fig. 2). Su espesor es de 2,5 Km y puede extenderse aún más el área de influencia. En el campo se puede seguir el proceso de deformación, desde ortogneises (descritos anteriormente) en las zonas marginales, hasta milonitas y protomilonitas con abundantes porfiroclastos asimétricos en la parte central (Fig. 3I). El rumbo varía entre $N310^\circ - 350^\circ$ y el buzamiento de la esquistosidad entre 50° y 90° E, coincidiendo con las fajas deformadas presentes en el resto de la sierra.

En general son rocas de color gris rosado a gris oscuro, de grano fino a medio con textura porfiroclástica dada por fenoclastos de microclino y plagioclasa de hasta 1 cm (en algunos casos mayores), rodeados por la foliación milonítica (Fig. 3J). La proporción de fenoclastos es variable, como así también la cantidad de microclino con respecto plagioclasa; están compuestas además, por cuarzo, biotita, en algunos casos titanita, circón y apatito, y como minerales secundarios, muscovita, clorita, sericita, caolinita, calcita y epidoto (clinozoicita y pistacita).

Los fenoclastos de feldespatos se comportan mayormente de manera frágil, presentando numerosas fracturas, rellenas con material de la matriz y en los bordes tracción y desgarró. En las rocas con deformación más intensa son comunes las fenoclastos asimétricos, con colas de presión. El microclino, frecuentemente alterado a caolinita, presenta maclas Periclino-Albita anómalas o esfumadas y son

comunes las pertitas en cordones o llamas que desaparecen hacia el centro del grano y las mirmequitas. La plagioclasa se encuentra zoneada o con maclas Albita o Albita- Carlsbad esfumadas, plegadas o terminadas en punta. En algunos casos se observa extinción ondulosa y texturas en damero (chess-board), se encuentra intensamente alterada a sericita, epidoto y calcita.

El cuarzo se presenta como cristales relicticos de forma sigmoidal o elongada con extinción fragmentosa, ondulosa o con deformación lamelar, con formación de subgranos que pasan lateralmente a un mosaico recrystalizado dinámicamente, formado por pequeños cristales de formas lobuladas o suturadas, ligeramente orientados. En algunos casos se observan cristales poligonales que confluyen en puntos triples, productos de recrystalización postcinemática. Entre están bandas recrystalizadas dinámicamente y en los bordes de fenoclastos es común encontrar delgadas bandas de granulometría muy fina con textura de mortero.

Las láminas de biotita (en general muscovitizada o cloritizada) se encuentran orientadas favoreciendo la foliación milonítica, y desfleadas en los bordes. Presentan en ocasiones forma sigmoidal, acodada, textura "fish" y pliegues kink. En algunos casos se observan simplectitas muscovita-cuarzo, generadas por la cizalla.

Estas rocas habrían sido generadas en un ambiente de deformación por encima del límite frágil-dúctil en la corteza (Sibson, 1977) en condiciones de bajo grado metamórfico; la mineralogía de estas rocas, el predominio de texturas frágiles en los fenoclastos y la marcada foliación milonítica, junto a la recrystalización dinámica del cuarzo, extinción anómala, deformación de maclas de feldespatos y de pertitas y desarrollo de simplectitas y de estructuras asimétricas con colas de presión, son típicos de un ambiente en condiciones de Facies de Esquistos Verdes (Passchier y Trouw, 1996).

Con respecto a la edad de la deformación, se podría asumir Ordovícica si se correlaciona con los 469 Ma obtenidos en otro granitoide lejos de la zona de trabajo, por Rapela *et al.* (2001), o Devónica por correlación con la Faja Milonítica TIPA (Höckenreiner *et al.* 2003).

La importancia de esta zona de deformación, es que al haberse generado en la parte inferior de la zona frágil o en la parte superior de la zona de transición frágil-dúctil propuestas por Sibson, (1977), se puede considerar que la profundidad de emplazamiento de estos granitoides sería alrededor de los 12 Km; o alternativamente, si éstos fueron emplazados en niveles más profundos como los de la región de La Puerta (Rossi y Toselli 2004), la deformación habría tenido lugar durante el ascenso en la corteza hacia su exhumación.

Por otra parte se encuentran también cataclitas, rocas con predominio de texturas frágiles sobre las dúctiles y ausencia o muy escasa textura de fluxión que se habrían generado en un evento posterior de tipo frágil, en niveles más altos en la corteza.

Características geoquímicas

En las tablas I, II y III se presentan los resultados de los análisis químicos; los elementos mayores se expresan como óxidos en peso % y los elementos menores y trazas en ppm.

Las rocas son subalcalinas, con tenores de SiO₂ mayores a 60%, salvo las rocas básicas que presentan porcentajes menores (55%).

El índice de saturación en alúmina (ASI) para todas las rocas varía entre 0,8 - 1,2, indicando características metaluminosas a débilmente peraluminosas de los granitoides Tipo I. Esto queda reflejado en el diagrama de Maniar y Piccoli (1989), en donde las granodioritas y tonalitas, se proyectan en el campo metaluminoso junto a los enclaves máficos mientras que los granitos más evolucionados se desplazan hacia el campo peraluminoso (Fig. 4). Lo mismo ocurre en el diagrama de Debon y Le Fort (1983) de la figura 5.

Los diagramas de variación de Harker de óxidos vs. SiO_2 (Fig. 6) muestran tendencias aproximadamente lineales a medida que varía la SiO_2 . Los tenores de Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , muestran una clara disminución con el aumento de la SiO_2 .

| Muestra | SiO_2 | Al_2O_3 | $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ | MgO | CaO | Na_2O | K_2O | TiO_2 | P_2O_5 | MnO | H_2O | Total |
|----------------------|----------------|-------------------------|-----------------------------------|--------------|--------------|-----------------------|----------------------|----------------|------------------------|--------------|----------------------|--------|
| Plutón Patquía | | | | | | | | | | | | |
| 7144 | 65.21 | 15.64 | 5.82 | 1.89 | 4.32 | 3.02 | 2.07 | 0.881 | 0.15 | 0.088 | 0.57 | 99.66 |
| 7145 | 68.80 | 14.82 | 4.05 | 1.31 | 4.47 | 2.85 | 1.52 | 0.521 | 0.12 | 0.064 | 0.63 | 99.16 |
| 6585 | 65.49 | 14.87 | 4.55 | 1.66 | 2.96 | 3.17 | 3.38 | 0.64 | 0.15 | 0.10 | 1.21 | 98.18 |
| 6783 | 66.81 | 14.70 | 4.27 | 1.43 | 2.77 | 3.22 | 3.49 | 0.62 | 0.15 | 0.12 | 1.39 | 98.97 |
| 6582 | 62.81 | 16.14 | 6.26 | 1.92 | 4.55 | 3.37 | 2.81 | 0.97 | 0.24 | 0.12 | 0.91 | 100.10 |
| 6952 | 64.90 | 15.1 | 5.20 | 1.67 | 3.54 | 2.90 | 4.32 | 0.731 | 0.18 | 0.124 | 0.44 | 99.10 |
| 6999 | 60.09 | 16.64 | 6.64 | 2.36 | 5.39 | 3.14 | 2.55 | 0.921 | 0.29 | 0.114 | 1.19 | 99.32 |
| 7016 | 56.23 | 17.35 | 6.54 | 4.85 | 7.69 | 3.32 | 1.81 | 0.720 | 0.15 | 0.163 | 1.17 | 100.00 |
| 7017 | 67.04 | 15.31 | 4.09 | 1.24 | 3.20 | 2.94 | 4.24 | 0.588 | 0.16 | 0.077 | 0.57 | 99.46 |
| 7282 | 67.48 | 15.07 | 3.99 | 1.17 | 3.34 | 3.27 | 3.66 | 0.574 | 0.16 | 0.095 | 0.77 | 99.59 |
| 7284 | 72.97 | 13.56 | 1.99 | 0.45 | 1.89 | 2.75 | 4.95 | 0.246 | 0.06 | 0.055 | 0.62 | 99.55 |
| 7289 | 63.13 | 16.14 | 5.81 | 1.93 | 4.47 | 3.41 | 2.72 | 0.780 | 0.26 | 0.111 | 1.16 | 99.92 |
| 7293 | 64.69 | 15.51 | 5.31 | 1.65 | 3.95 | 3.12 | 3.43 | 0.772 | 0.23 | 0.098 | 0.74 | 99.49 |
| Plutón San Cristóbal | | | | | | | | | | | | |
| 6788 | 74.01 | 14.87 | 0.63 | 0.19 | 0.29 | 3.26 | 6.17 | 0.05 | 0.31 | 0.16 | 0.60 | 100.54 |
| 6792 | 76.42 | 12.98 | 1.25 | 0.45 | 0.83 | 2.53 | 4.68 | 0.19 | 0.03 | 0.05 | 1.02 | 100.42 |
| 6793 | 73.83 | 13.03 | 3.24 | 1.24 | 1.96 | 2.48 | 3.77 | 0.36 | 0.03 | 0.06 | 0.88 | 100.88 |
| 6798 | 76.89 | 12.91 | 0.98 | 0.30 | 1.11 | 3.10 | 4.53 | 0.12 | 0.03 | 0.05 | 0.70 | 100.72 |
| 6958 | 68.11 | 15.90 | 3.77 | 0.92 | 4.11 | 3.27 | 2.33 | 0.364 | 0.13 | 0.046 | 0.51 | 99.45 |
| 6960 | 75.68 | 13.09 | 1.21 | 0.15 | 0.89 | 2.90 | 4.67 | 0.133 | 0.02 | 0.041 | 0.78 | 99.57 |
| Enclaves máficos | | | | | | | | | | | | |
| 6586 | 52.45 | 17.84 | 10.58 | 3.45 | 5.98 | 4.20 | 1.72 | 1.46 | 0.42 | 0.23 | 1.59 | 99.93 |
| 6795 | 57.76 | 16.63 | 7.99 | 4.29 | 6.45 | 3.20 | 1.72 | 0.84 | 0.32 | 0.20 | 1.19 | 100.59 |

Tabla I. Análisis químicos de las rocas representadas en los diagramas geoquímicos.

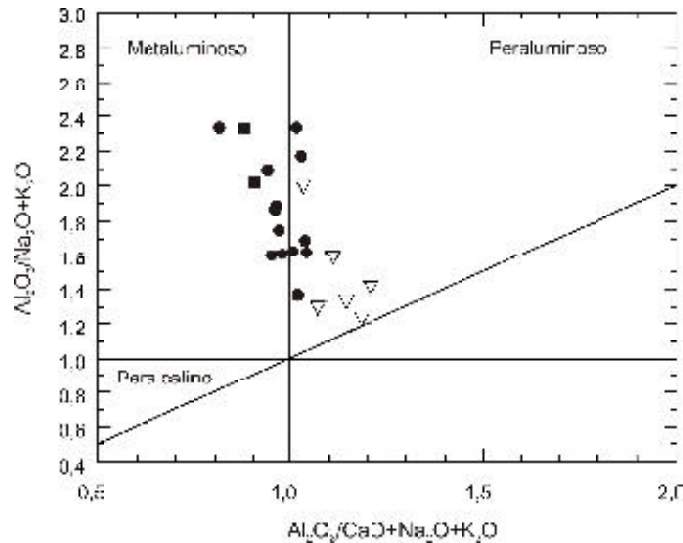


Fig. 4. Diagrama Maniar y Piccoli (1989). Símbolos como en figura 2.

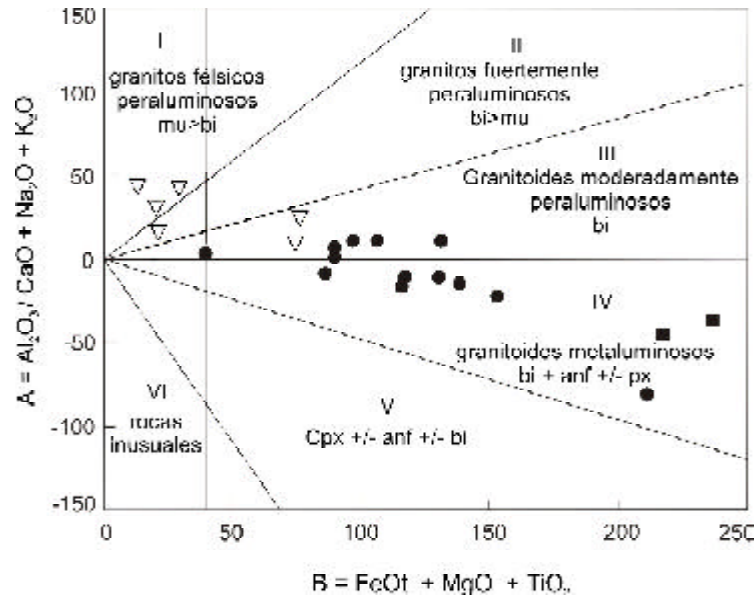


Fig. 5. Diagrama de discriminación de Debon y Le Fort (1983). Símbolos como en figura 2.

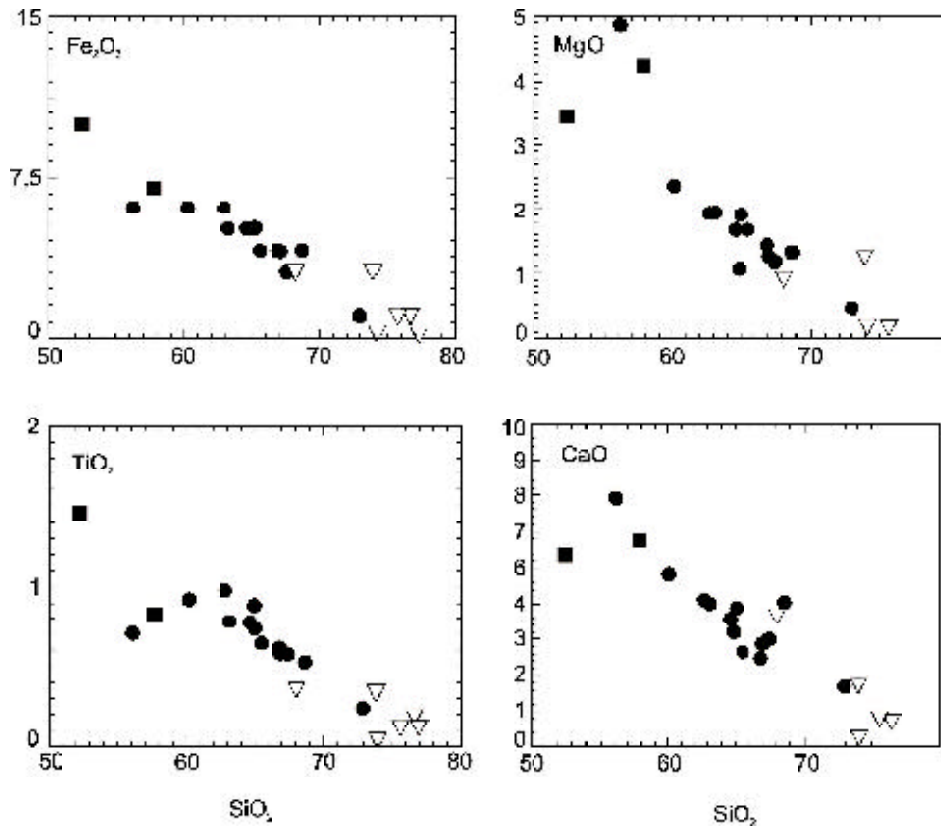


Fig. 6. Diagramas de elementos mayores vs. SiO_2 . Símbolos como en figura 2.

En el diagrama de Tierras Raras normalizadas a condrito (Sun y McDonough, 1989) de la figura 7, se puede ver que el Plutón San Cristóbal está empobrecido en Tierras Raras con respecto al Plutón Patquía; muestra una anomalía de Europio mayor que las granodioritas y tonalitas y una pendiente casi paralela a las de éstas, con un pequeño enriquecimiento en las Tierras Raras pesadas que podría deberse a minerales accesorios como granate o circón. Se ha representado con símbolo diferente a una muestra de la facies tonalítica biotítica del Plutón Patquía; la misma presenta un enriquecimiento y una pendiente pronunciada de las Tierras Raras livianas, que podría deberse a la presencia de fases accesorias como allanita, titanita y apatito, muy frecuentes en estas rocas. Las anomalías de Europio negativas en todas las rocas son indicadores de fraccionación de feldespatos en la fuente y la mayor anomalía que presenta en granito sugiere procesos cristalización fraccionada.

| Muestra | Ba | Cr | Nb | Ni | Rb | Sr | Y | Zr | V |
|----------------------|------|------|------|------|-----|-----|------|------|-----|
| Plutón Patquía | | | | | | | | | |
| 7144 | 243 | 51 | 14.6 | 33 | 105 | 146 | 23.6 | 192 | 113 |
| 7145 | 273 | 28 | 9.9 | -20 | 76 | 206 | 21.7 | 241 | 100 |
| 6585 | 1273 | 20 | 12 | 23 | 124 | 240 | 36 | 216 | - |
| 6783 | 1047 | < 10 | < 10 | 14 | 129 | 202 | 36 | 241 | - |
| 6582 | 827 | 24 | 11 | 16 | 97 | 255 | 36 | 265 | - |
| 6952 | 1040 | 24 | 16.3 | -20 | 147 | 172 | 50 | 222 | 111 |
| 6999 | 751 | 33 | 16.1 | -20 | 160 | 249 | 32.2 | 272 | 158 |
| 7016 | 235 | 94 | 14.8 | 48 | 85 | 194 | 69 | 121 | 152 |
| 7017 | 1350 | 37 | 8.7 | -20 | 130 | 210 | 18.4 | 231 | 73 |
| 7282 | 994 | 62 | 14.7 | -20 | 139 | 173 | 50.6 | 209 | 74 |
| 7284 | 608 | 34 | 9.7 | -20 | 183 | 119 | 30.1 | 99 | 30 |
| 7289 | 690 | 55 | 15.6 | 20 | 147 | 202 | 33.9 | 229 | 113 |
| 7293 | 1180 | 25 | 11.5 | -20 | 112 | 209 | 26.6 | 239 | 97 |
| Plutón San Cristóbal | | | | | | | | | |
| 6788 | 518 | 17 | 14 | 30 | 184 | 160 | 26 | < 10 | - |
| 6792 | 690 | 32 | < 10 | 34 | 139 | 93 | 40 | 123 | - |
| 6793 | 790 | 37 | < 10 | 43 | 130 | 159 | 24 | 173 | - |
| 6798 | 720 | < 10 | < 10 | 32 | 139 | 100 | 32 | 67 | - |
| 6958 | 288 | 23 | 8.1 | -20 | 101 | 145 | 9.2 | 231 | 61 |
| 6960 | 395 | 95 | 8.7 | -20 | 172 | 59 | 28.2 | 112 | 11 |
| Enclaves máficos | | | | | | | | | |
| 6586 | 252 | < 10 | 13 | < 10 | 81 | 258 | 28 | 251 | - |
| 6795 | 208 | 82 | 15 | 34 | 86 | 175 | 52 | 139 | - |

Tabla II. valores de elementos trazas de las rocas estudiadas

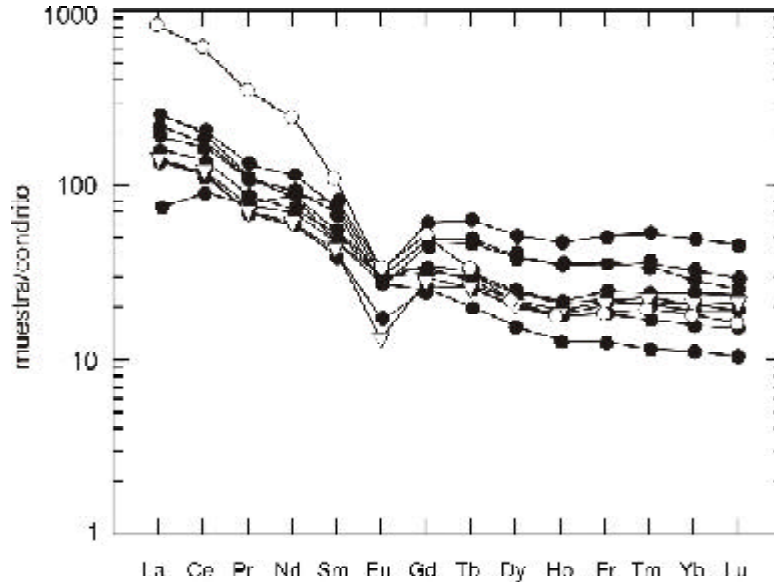


Fig. 7. Diagramas de tierras raras normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1989). Plutón Patquía (), facies de tonalitas biotíticas del Plutón Patquía (), Plutón San Cristóbal ().

La figura 8 representa el diagrama multicatiónico R1-R2 de discriminación tectónica, de Batchelor y Bowden (1985). En él se proyectan claramente en el campo 2 (ambiente de subducción o retroarco) enclaves máficos y las granodioritas-tonalitas, mientras que los granitos evolucionados convergen en el campo 6, como ocurre en un proceso de diferenciación magmática.

| Muestra | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb |
|----------------------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|-------|------|
| Plutón Patquía | | | | | | | | | | | | | |
| 7145 | 195 | 373 | 32.6 | 115 | 16.6 | 1.89 | 10.5 | 1.22 | 5.22 | 0.90 | 2.58 | 0.377 | 2.44 |
| 6952 | 61.1 | 130 | 12.8 | 54.6 | 11.8 | 1.76 | 10.4 | 1.87 | 10.2 | 1.99 | 6.04 | 0.870 | 4.88 |
| 6999 | 32.4 | 74.5 | 7.42 | 33.2 | 7.35 | 1.77 | 6.54 | 1.15 | 6.19 | 1.23 | 3.73 | 0.535 | 3.33 |
| 7016 | 17.9 | 57.1 | 7.68 | 42.0 | 12.7 | 1.89 | 13.0 | 2.38 | 13.3 | 2.72 | 8.76 | 1.39 | 8.53 |
| 7017 | 62.7 | 121 | 10.8 | 40.5 | 7.27 | 1.60 | 5.33 | 0.77 | 3.94 | 0.75 | 2.11 | 0.299 | 1.93 |
| 7282 | 46.6 | 104 | 10.5 | 44.3 | 10.7 | 1.57 | 9.60 | 1.78 | 9.88 | 2.01 | 6.22 | 0.927 | 5.57 |
| 7284 | 33.2 | 71.3 | 6.79 | 27.6 | 6.19 | 0.996 | 5.47 | 1.01 | 5.62 | 1.10 | 3.70 | 0.587 | 3.57 |
| 7289 | 38.7 | 85.8 | 8.42 | 34.8 | 8.19 | 1.71 | 7.27 | 1.19 | 6.41 | 1.24 | 4.12 | 0.630 | 4.11 |
| 7293 | 52.9 | 111 | 10.5 | 41.4 | 8.39 | 1.92 | 6.88 | 1.08 | 5.51 | 1.02 | 3.06 | 0.442 | 2.73 |
| Plutón San Cristóbal | | | | | | | | | | | | | |
| 6960 | 33.6 | 72.3 | 6.78 | 28.7 | 6.47 | 0.756 | 5.61 | 0.97 | 5.19 | 1.03 | 3.37 | 0.555 | 3.53 |

Tabla III. análisis químicos de Tierras Raras de las rocas estudiadas.

El diagrama tectónico logarítmico Rb vs. Y+Nb (Pearce et al., 1984, Fig. 9) refleja características similares a las señaladas en el diagrama anterior. Las muestras del sector sur de la Sierra de Velasco, se proyectan esencialmente en el campo correspondiente a un ambiente de arco volcánico (VAG).

En la figura 10 se ha representado la variación del promedio de los elementos trazas incompatibles y K_2O para las rocas granitoides y enclaves máficos, normalizados con un ORG (granito de dorsal oceánica) de Pearce *et al.* (1984). En la misma gráfica se han agregado las tendencias de típicos granitos de arco magmático, de intraplaca y sincolisionales según este autor. Se puede ver que todas

las rocas representadas muestran características de granitos de arco volcánico, con un empobrecimiento en K_2O y Rb con respecto a los granitos sincollisionales, un pequeño enriquecimiento en Ba (a excepción de los enclaves máficos), y mayor en Zr e Y.

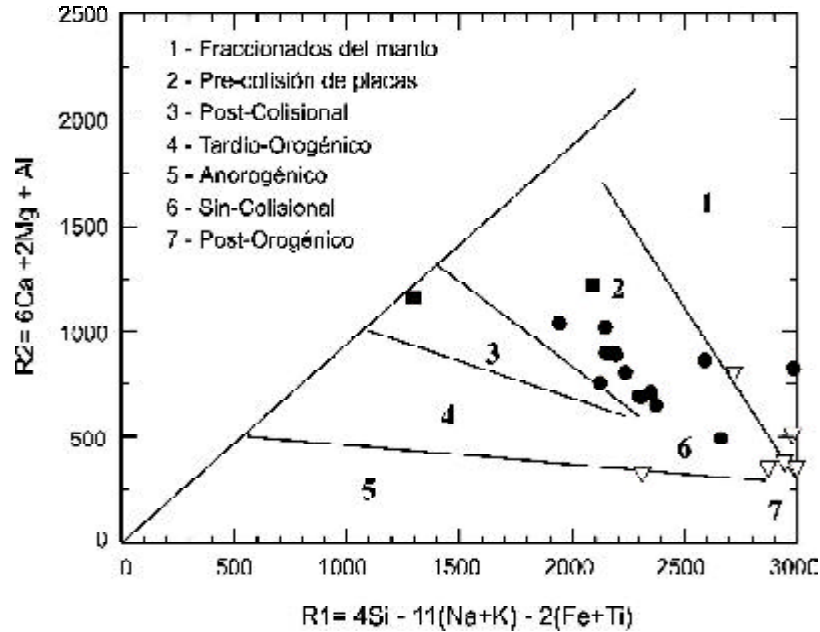


Fig. 8. Diagrama de discriminación tectónica de Batchelor y Bowden (1985). Símbolos como en figura 2.

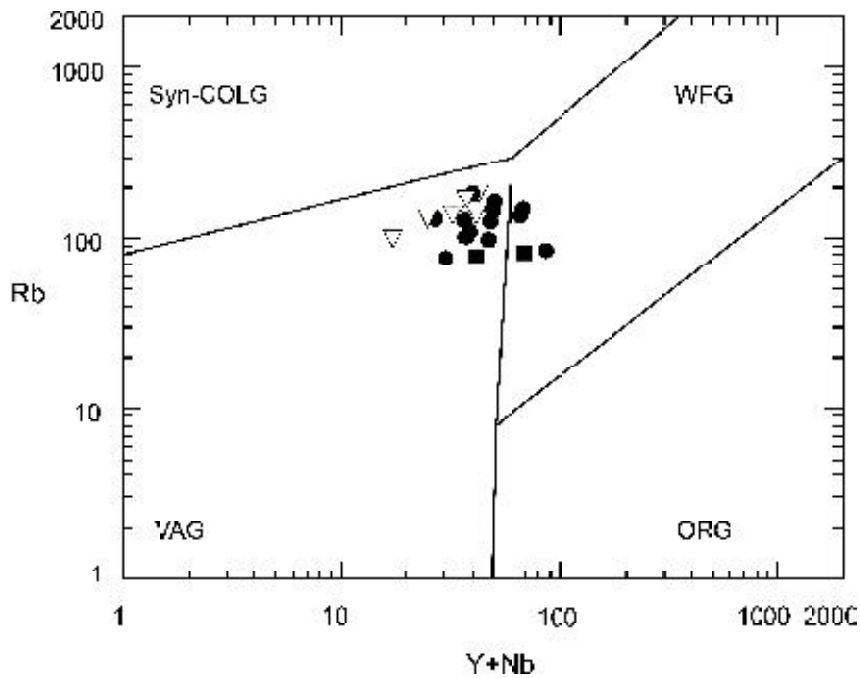


Fig. 9. Diagramas de discriminación tectónica de Pearce (1984). Símbolos como en figura anterior.

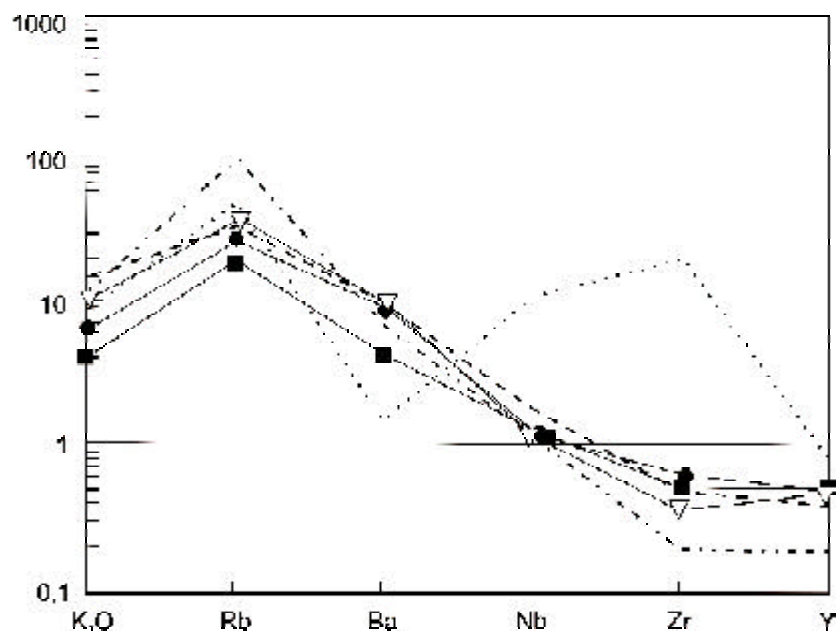


Fig. 10. Diagrama de elementos traza y K_2O normalizados a un ORG (Pearce, 1984). Símbolos como en figura 2. Tendencias características según Pearce et al. (1984):

- Granitos de intraplaca
- Granitos de arco magmático
- Granitos sincollisionales

Discusión y Conclusiones

Los plutones Patquía y San Cristóbal aflorantes al sur de los $29^{\circ} 44' S$, en la Sierra de Velasco, presentan características composicionales y geoquímicas que los vinculan entre sí, haciéndolos muy diferentes de los demás granitoides que componen la mayor parte del batolito. Si bien no se ha podido aún definir bien en el campo las distintas zonaciones mineralógicas del Plutón Patquía, el contenido de minerales accesorios es muy similar, siendo la biotita el principal mineral accesorio, junto a titanita y a veces allanita, y acompañada por hornblenda, salvo en la facies de tonalitas biotíticas. Aunque en la zona de trabajo no son abundantes los diques sinplutónicos máficos, aparecen con frecuencia cuerpos irregulares máficos de rocas de aspecto híbrido (que contienen xenocristales de cuarzo con texturas ocellares) incluidos en granodioritas y granitos. El contacto de estos cuerpos máficos con los granitoides es neto, indicando que la hibridización se produjo anteriormente, en la cámara magmática.

Rocas similares fueron descritas por Bellos *et al.* (2002), en el flanco sudoeste de la sierra, en donde presentan interacción con magmas básicos, generándose enclaves y diques sinplutónicos, con fenómenos de mingling con las rocas granodioríticas y tonalíticas. Asociaciones semejantes se presentan en las sierras de Paimán y en la Sierra de Paganzo, donde fueron descritos fenómenos de interacción de magmas félsicos y máficos (Pérez, 1991; Durand *et al.*, 1991, Saal, 1993 y Saal *et al.*, 1996).

Mineralógicamente y geoquímicamente, las diferencias con los granitoides más fraccionados de la Sierra de Velasco como Huaco-Sanagasta (Grosse y Sardi, este volumen) y San Blas-Asha (Báez y

Basei, este volumen) son evidentes. Se presenta el siguiente cuadro comparativo de los valores medios de CaO, Ba, Sr y Rb, para los granitoides del sur de la Sierra de Velasco, Huaco y San Blas (CaO en % y trazas en ppm).

| | Este trabajo | Granito Huaco | Granito San Blas |
|-----|--------------|---------------|------------------|
| CaO | 3.25 | 0,72 | 1.13 |
| Ba | 742 | 174 | 227 |
| Sr | 170 | 46 | 60 |
| Rb | 130 | 370 | 415 |

Los contenidos de trazas y CaO para los granitos Huaco y San Blas son propios de granitos fraccionados de génesis cortical, mientras que los del sur de la Sierra de Velasco son indicadores de participación de corteza inferior máfica o de manto superior y de ambiente tectónico de arco continental o retroarco.

Otra diferencia son los datos de susceptibilidad magnética de los granitoides: los del sur de la Sierra de Velasco tienen un SI promedio de 10, mientras que San Blas y Huaco dan valores de SI entre 0,10 y 0,20.

Con respecto a la edad de los plutones Patquía y San Cristóbal, si bien aun se carecen de dataciones, se podría asumir que son ordovícicos, si los correlacionamos con la datación U-Pb SHRIMP en circones, de 481 Ma obtenida en granitos porfíricos de la región de La Puerta por Pankhurst *et al.* (2000). Asimismo, los granitoides del sur de la Sierra de Velasco, se asemejan petrográfica y geoquímicamente a los descritos en las sierras de Paganzo (Saal, 1993) y Paimán (Pérez, 1991), y podrían tener génesis y edades similares. Por otra parte, la faja milonítica que afecta a los granitoides de la zona podría estar relacionada al evento metamórfico que deformó al Ortogneis Antinaco.

Todas las características mencionadas indican que el sector austral de la Sierra de Velasco habría tenido una evolución geotectónica diferente al resto sierra y en base a lo expuesto, se expresan las siguientes conclusiones:

- 1) al sur de los 29° 44'S en la Sierra de Velasco, se reconocieron dos plutones: la tonalita-granodiorita Patquía de mayor volumen y área de afloramiento y el monzogranito-sienogranito San Cristóbal mucho más reducido.
- 2) son frecuentes los enclaves máficos e inclusiones de rocas híbridas que sugieren una participación de corteza inferior o de manto superior en la génesis de los granitoides.
- 3) la mineralogía y composición química de ambos plutones indican una vinculación genética y evolución magmática por cristalización fraccionada. El índice ASI muestra una variación de 0,93 hasta 1,2, desde metaluminosos a débilmente peraluminosos.
- 4) los diagramas de discriminación tectónica de elementos mayores y trazas indican un ambiente de arco magmático.
- 5) las texturas de deformación en la faja deformada son indicadoras de generación en alrededor de 12 km de profundidad.
- 6) en el sur de la Sierra de Velasco se habría desarrollado un arco magmático ordovícico comparable con otros arcos famatinianos de las Sierras Pampeanas.

Agradecimientos: Este trabajo fue posible gracias a los proyectos PICT N° 07-09686 y CIUNT 26/G222. La autora agradece a los Dres. Alejandro Toselli y Juana Rossi por sus valiosas sugerencias que contribuyeron a mejorar este trabajo.

Referencias

- Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. 2000. geología de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja, Argentina. *Geowissenschaftliches lateinamerika – kolloquium*. Profil, band 18. Extended abstracts in CD-ROM. Stuttgart.
- Báez, M. y Basei, M.A. 2004. El Plutón San Blas, magmatismo postdeformacional carbonífero en la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina.
- Batchelor, R.A. y Bowden, P. 1985. Petrogenetic Interpretation of granitoid rocks series using multicaticonic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- Bellos, L. 2000. [Contribución al conocimiento geológico de los granitoides y rocas asociadas de un sector del flanco sur-occidental de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja. Trabajo de Seminario Final. Facultad de Ciencias Naturales e IML-UNT, Tucumán. 90 pp. Inédita]
- Bellos, L., Grosse, P., Ruiz, A., Rossi, J. y Toselli, A. 2002. Petrografía y geoquímica de granitoides del flanco sud-occidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate. Actas 2: 81-86.
- Bodenbender, G. 1911. Constitución Geológica de la Parte Meridional de la Provincia de La Rioja y Regiones Limítrofes. *Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, Vol. 19 N° 1.
- Cesari, S. 1980. [Geología del extremo sur de la Sierra de Velasco. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. Buenos Aires. Inédita.]
- Debon, F y Le Fort, P. 1983. A chemical – mineralogical classification of common plutonic rocks and association. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 135-149.
- Durand, F., Saavedra, J., Pellitero, E., Toselli, A., Rossi de Toselli, J. y Medina, M. 1991. The mafic – felsic complex of the southern Paimán Range (La Rioja, Argentina) its significance in the Andean Lower Palaeozoic plutonism. A preliminar history study. *Zentral Blatt fur Geologie und Palaontologie*, Stuttgart. Teil I(6): 1581-1595.
- Fidalgo, F. 1966. [Descripción Geológica de la Hoja 17d, Catinzaco, La Rioja. Instituto Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires. Inédito]
- Finney, S.C.; Gleason, J.; Gehrels, G.E.; Peralta, S.H. & Vervoot, J.D. 2003. U/Pb geochronology of detrital zircons Upper Ordovician Las Vacas, La Cantera and La Empozada formations, NW Argentina. In: Albanesi G.L., Beresi M.S. & Peralta S.H. (Eds.), *Ordovician from the Andes*. INSUGEO, Serie de Correlación Geológica, 17: 191-196.
- González Bonorino, F. 1951. Una nueva formación Precámbrica en el noroeste Argentino. *Comunicaciones Científicas Museo de La Plata*. N° 5.
- Grosse, P. 2000. [Geología y petrología del sector comprendido entre el Bolsón de Paluqui y la Quebrada del Tigre, en el flanco sur-occidental de la Sierra de Velasco, Provincia de La Rioja. Trabajo de Seminario Final. Facultad de Ciencias Naturales e IML – UNT. Tucumán. 111 pp. Inédito.]
- Grosse, P., Bellos, L., Báez, M., Rossi de Toselli, J. y Toselli, A. 2003. Ordovician Magmatism of the Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. In: Albanesi G.L., Beresi M.S. & Peralta S.H. (Eds.), *Ordovician from the Andes*. INSUGEO, Serie de Correlación Geológica, 17: 223-226.
- Grosse, P. y Sardi, F. 2004. Geología de los Granitos Huaco y Sanagasta Sierra de Velasco, La Rioja.
- Höckenreiner, M., Söllner, F., Miller, H. 2003. Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between Famatinian and Pampean system (NW-Argentina). *Journal South American Earth Sciences*. Vol 16, Issue 1: 45-66.
- López, J. y Toselli, A. 1993. La faja milonítica Tipa: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *Actas XII Congreso Geológico Argentino*, 3, 39-42.
- López, J. y Toselli, A. 1996. Petrología y geoquímica de los granitoides peraluminicos de la Faja Tipa, en el borde occidental de Gondwana, Sistema de Famatina, Argentina. *Estudios Geológicos*. España. 52 (3-4), 97-183.
- Maniar, P.D. y Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America*. Bulletin, vol 101, págs 635-643.
- Pankhurst, R., Rapela, C. y Fanning, C. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S- type granites in the Famatinian Belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*. 91, 151-168.
- Paschier, C.W. & Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Alemania. 289 pp.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granites rocks. *Journal Petrology*, 25: 956-983.
- Pérez, A. 1991. [Contribución a la petrología y geoquímica de los granitoides y gabroides del norte de la Sierra de Paimán, provincia de La Rioja. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales e IML. Tucumán. 231 pp. Inédita].
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in Central-East Valle Fertil and the Velasco Batolith. Third South American Symposium on Isotope Geology (III SSAGI). Pucón, Chile. Artículo 616: 1-4. en CD-ROM.

- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Durand, F.R., Saravia, J., Sardi, F., 1997. Significado geotectónico de corneanas piroxénicas en granitos de las sierras de Paimán, Velasco y Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. *VIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta. II: 1498-1501.
- Rossi, J., Toselli, A. y López, J. 1999. Deformación y metamorfismo en el noroeste de la Sierra de Velasco. La Rioja, Argentina. *Zentral Blatt für Geologie und Palaontologie*, Stuttgart. Teil I. Heft 7/8, 839-850.
- Rossi, J.N. y Toselli, A.J. 2004. Termobarometría de las corneanas granatíferas del flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco. La Rioja, Argentina. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Pág. 403-408. Río Cuarto. Córdoba.
- Ruiz Huidobro, J.E. 1980. [*Rasgos geológicos del extremo sudoriental de la Sierra de Velasco*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. Buenos Aires. Inédita.]
- Saal, A. E. 1993. [*El basamento cristalino de la Sierra de Paganzo, Provincia de La Rioja, Argentina*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 2 vol. 206 y 111 pp. Inédita.]
- Saal, A., Toselli, A.J. y Rossi de Toselli, J.N. 1996. Granitoides y rocas básicas de la Sierra de Paganzo. En: F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (eds.). *Geología del Sistema de Famatina*, Cap. 15, pp. 199-209.
- Sibson, C. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *The Journal of the Geological Society*. London, 133(3): 191-214.
- Silva Nieto, D.G. 1981. [*Geología del extremo austral de la Sierra de Velasco*. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. Buenos Aires. Inédita.]
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Toselli, A., Aceñolaza F. y Rossi de Toselli, J. 1986. A proposal for the systematization of Upper Precambrian - Lower Palaeozoic basement in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Zentral Blatt für Geologie und Palaontologie*, Stuttgart. Teil I. Heft 9/10: 1227-1233.
- Toselli, A.J.; Durand, F.R.; Rossi de Toselli, J.N. y Saavedra, J. 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas V: 443-462.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Sardi, F., López, J. y Báez, M. 2000. Caracterización petrográfica y geoquímica de granitoides de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *17 Geowissenschaftliches lateinamerika-kolloquium (17 LAK)*. Stuttgart, Alemania. Revista Profil 18:38. Actas en CD (6 pp.). (ISSN 0941-0414).
- Turner, J.C.M. 1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región oeste (La Rioja). *Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 43 (1:5-54).
- Turner, J. 1971. Descripción Geológica de la Hoja 15d, Famatina (provincia de La Rioja). *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*. Buenos Aires, Argentina. N° 126.

Recibido: 23 de agosto de 2004
Aceptado: 14 de octubre de 2004

Instrucciones a los Autores

El *Instituto Superior de Correlación geológica* (INSUGEO) publica como revista periódica la serie “*Correlación Geológica*”. Para esta publicación se consideran artículos científicos originales (entendiéndose que no hayan sido publicados previamente ni sometidos simultáneamente a otras publicaciones), que versen sobre todas las especialidades en temas geológicos y paleontológicos. De preferencia cada volumen comprenderá trabajos unificados en una misma temática o tema seleccionado. Los artículos podrán ser *Notas* (extensión del orden de 6 páginas incluidas las ilustraciones) y *Artículos* (extensión del orden de 25 páginas). En algunos casos, con la autorización del Comité Editorial, podrán publicarse Monografías de mayor extensión.

El estricto cumplimiento de las presentes instrucciones acelerará el proceso editorial. Toda la correspondencia relacionada a *Correlación Geológica* será enviada a:

Instituto Superior de Correlación Geológica
Comité Editor de la Serie de Correlación Geológica
Miguel Lillo 205 – 4000 S. M. de Tucumán – ARGENTINA
E-mail: insugeo@csnat.unt.edu.ar

Presentación de Manuscritos

- Se enviarán tres copias incluyendo las ilustraciones (fotocopias calidad láser para láminas o figuras fotográficas y comunes para dibujos lineales).
- El texto será presentado a doble espacio, letra tamaño 12, con márgenes amplios a la derecha, con hojas numeradas correlativamente, e identificadas con el nombre del autor(es) en el ángulo superior derecho.
- Una vez concluidas las tareas del arbitraje y aceptación, la versión final del manuscrito será enviada en una copia en papel y CD-rom (texto en Word y figuras en formatos .cdr o .jpg).
- Se aceptan solamente trabajos en idioma castellano, portugués e inglés.

Organización

La organización del texto responderá al siguiente esquema:

- El título, corto e informativo, escrito en negrita, mayúsculas y minúsculas, sin punto final (letra tamaño 16). Si se incluyen nombres científicos, deberá agregarse por lo menos una categoría taxonómica superior, adecuadamente informativa.
- Nombre del (los) autor(es), nombres en mayúsculas y minúsculas y apellido(s) en mayúsculas).
- Dirección postal y organismo al que pertenecen, incluido el correo electrónico.
- Propuesta del cabezal.
- Nombre del autor al que debe dirigirse la correspondencia.
- Resumen, en castellano para los trabajos en inglés o portugués y en inglés para aquellos en castellano. Éste no deberá exceder las 250 palabras y ser suficientemente informativo con las conclusiones del trabajo. No llevará referencias bibliográficas.
- “Palabras clave” y “key words” (no más de ocho), separadas por puntos.
- El texto del trabajo que se organizará con subtítulos de solamente dos niveles, en negrita. Los principales (Ej. **Introducción, Métodos, Análisis, Descripción Sistemática, Discusión, Conclusiones**), cuyo texto sigue en el renglón siguiente y los subsidiarios (Ej. **localidad, holotipo, descripción**) cuyo texto sigue en el mismo renglón mediante punto.
- Las descripciones sistemáticas y geológicas deberán ajustarse en un todo a las normas de los respectivos códigos vigentes (Código de Nomenclatura Botánica/Zoológica, Código de Estratigrafía, etc.).

- De preferencia no se incluirán notas a pie de página, salvo que sean imprescindibles.
- La cita de autores en el texto podrá ser directa o indirecta y se referirá a la lista bibliográfica final. Si se citan varios autores, estos se ordenarán cronológicamente, separados por punto y coma. La cita de figuras será correlativa, indicándose como *Figura xx*. Las palabras en latín u otros idiomas diferentes al del texto, irán en *itálica (bastardilla)*.

Bibliografía

La lista de Referencias se confeccionará tomando en cuenta los siguientes ejemplos (libros, artículos, Tesis...).

Perez, J.L. 1976. Estudio geológico y paleontológico de Barra Brava, provincia de Tucumán, Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 24: 4-8

García, H.G. 1956. Invertebrates and their environments during the Upper Cretaceous in Holland. En: F. Smith, (Ed.), *The Cretaceous in Northern Europe*, Elsevier Publishers, Amsterdam: 234-289

López, H.L. y Johnson, J. 1989. El descubrimiento de un nuevo mineral de titanio, en la provincia de Salta. *4º Congreso Latinoamericano de Geología*, Mendoza, Actas 2: 245-269

Michigan, K.L. 1987. Pteridophyta. En: D. Madison y W. Madison (Eds.) *Tree of life: an integrated Internet Project*. World Wide Web: <http://www.nmnh>

García, H.G., Perez, H.L. y González, R.H. 1985. Una fauna de dinosaurios en el Jurásico de Chubut, Argentina. En: H. Parquet (Ed.), *Vertebrados Mesozoicos Argentinos*. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 57: 67-123

López, J. y Rodríguez, T.L. 1990. Clay minerals and their origin. *Blackwell Scientific Publications*, London, 390 pp.

Malcini, G. y Gregory, J.K. 1991. [*Estudio estratigráfico de las secuencias continentales al sur de la provincial de La Pampa*. Dirección Provincial de Minería, Santa Rosa (La Pampa), 48 pp. Inédito.]

Ilustraciones

El tamaño de caja de *Correlación Geológica* es de 13 x 20 cm. Se solicita presentar las figuras en su tamaño final de publicación.

Las figuras preparadas en computadora se presentarán impresas en buen papel y de preferencia en impresora láser (valor estándar de 300 dpi).

Todas las ilustraciones se denominarán figuras. Cuando éstas estén compuestas por más de un elemento individual, ellas serán identificadas con letras mayúsculas de imprenta. Las figuras se numerarán correlativamente en el orden en que son citadas en el texto.

Las figuras deberán identificarse con el nombre del autor(es) y título del trabajo; si no fuese obvio, indicar con una flecha la posición en que deben ser colocadas, así como una propuesta de ubicación en el texto.

Las fotografías deben tener buen contraste y estar impresas en papel brillante. Si en una figurase agrupan varias fotografías, éstas deberán tener tonos y contrastes similares. No se aceptarán figuras con mezcla de dibujos y fotografías.

Todas las figuras deberán tener escala gráfica; las flechas u otras indicaciones sobre fotografías y dibujos deberán ser todas del mismo estilo y tamaño.

Este libro fue editado por



San Miguel de Tucumán - Diciembre de 2004

Tel.: (0381) 4232208

E-mail: editmagna@hotmail.com

