

Deformación y edad de plutones y diques monzonítico graníticos post-orogénicos tempranos del oeste de la Sierra de San Luis

Pablo Diego GONZÁLEZ¹, Ana María SATO¹, Eduardo J. LLAMBÍAS¹ y Miguel A. BASEI²

Abstract. *DEFORMATION AND AGE OF THE EARLY POST-OROGENIC MONZONITIC-GRANITIC PLUTONS AND DYKES OF WEST OF THE SIERRA DE SAN LUIS.* The Río del Molle Plutonic Complex is the oldest post-orogenic igneous unit present at the western Famatinian orogenic axis in the Sierra de San Luis. Conventional U-Pb analyses of zircon from a quartz monzodiorite of the El Molle pluton yielded 417 Ma. This is interpreted as the crystallization age of the pluton and confirms the early character of the Río del Molle Plutonic Complex within the post-orogenic group. The complex is composed of (in order of decreasing age of intrusion) three contemporaneous plutons (El Molle, Barroso, Villa de la Quebrada), a NW longitudinal dyke swarm, ring dykes and sheeted-like dyke swarm. Monzonitic and granitic series of rocks were identified within the whole complex. They are related to two mingling processes between, at least, three end-members, and also mixing. Meso- and micro-structural evidences of solid-state flow superimposed on magmatic flow are preserved in deformed igneous rocks, as well as several criteria suggest sub-magmatic flow. This means that melts appears to have been present during the complex deformation at early stages (Late Silurian) of late- to post-orogenic phase of the Famatinian cycle.

Resumen. *DEFORMACIÓN Y EDAD DE PLUTONES Y DIQUES MONZONÍTICO-GRANÍTICOS POST-OROGÉNICOS TEMPRANO DEL OESTE DE LA SIERRA DE SAN LUIS.* El Complejo Plutónico Río del Molle es la unidad ígnea más antigua dentro del magmatismo post-orogénico de la Sierra de San Luis, y está localizado en el eje orogénico Famatiniano del sector occidental. Un dato de 417 Ma se obtuvo del análisis convencional U-Pb en circones de una monzodiorita cuarzosa del plutón El Molle. Este dato es interpretado como la edad de la cristalización magmática del plutón y confirma el carácter temprano del Complejo Plutónico Río del Molle dentro del grupo post-orogénico. El complejo se compone de tres plutones contemporáneos (El Molle, Barroso, Villa de la Quebrada), le sigue un enjambre NO de diques longitudinales, luego diques anulares y finalmente cuerpos laminados sub-horizontales. Las rocas son bimodales y se agrupan en dos series, una monzonítica y otra granítica, relacionadas a dos procesos de mezcla de magmas tipo *mingling* de, al menos, tres componentes, y fases híbridas producidas por *mixing*. El complejo post-orogénico está deformado y los cuerpos conservan evidencias meso- y microestructurales de deformación dúctil sub-sólida sobrepuesta al flujo magmático, así como también aquellas que sugieren flujo sub-magmático. Esto significa que había fases fundidas en los cuerpos durante la deformación del complejo plutónico, ocurrida en estadios tempranos (Silúrico Tardío-Devónico Temprano) de la Fase Tardía a Post-orogénica del Ciclo Famatiniano.

Key words: Monzonite. Mingling. Deformation. Post-orogenic Magmatism. U-Pb age. Sierras Pampeanas. San Luis.

Palabras clave: Monzonita. Mezcla Física de Magmas. Deformación. Magmatismo Post-orogénico. Edad U-Pb. Sierras Pampeanas. San Luis.

Introducción

La Orogenia Famatiniana en las Sierras Pampeanas de San Luis se desarrolla en dos estadios, una Fase Principal del Cámbrico Tardío-Ordovícico y otra Etapa Tardía a Post-orogénica, del Silúrico Tardío-Carbonífero Temprano (Sato *et al.*, 2002, 2003a). La primera se caracteriza por el clímax del

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), Calle 1, N° 644. La Plata, Argentina.
E-mail: gonzapab@cig.museo.unlp.edu.ar; sato@cig.museo.unlp.edu.ar; llambias@cig.museo.unlp.edu.ar

² Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, Brasil. E-mail: baseimas@usp.br

del 90% de los granitoides pre-orogénicos de arco (U-Pb circón, 507-472 Ma), rocas de caja metamórficas en facies anfíbolita-granulita -con los rangos de P y T más altos de toda la Sierra de San Luis (González, 2003; González *et al.*, 2004)- y gran cantidad de zonas de cizalla dúctil, más abundantes respecto del sector oriental (Figura 1). Los granitoides pre-orogénicos comparten las estructuras de deformación y el metamorfismo de la caja, ya que preceden al clímax orogénico establecido entre 476-445 Ma (datos U-Pb y Sm-Nd).

Los granitoides tardío- a post-orogénicos Famatinianos ocupan el sector centro-oriental de la sierra, al este del eje orogénico del arco (Figura 1). Teniendo en cuenta la ubicación del arco, y que la subducción fue posiblemente hacia el este, los granitoides tardío- a post-orogénicos se alojan en una posición de retro-arco. Cortan la foliación NNE a NE penetrativa de la caja metamórfica de alto y bajo grado y a zonas de cizalla dúctil, y no están deformados. Se componen principalmente de granitos biotíticos o biotítico-horblendíferos y granodioritas, y en menor proporción de tonalitas. Sus edades varían entre el Devónico y Carbonífero Temprano (Lema, 1980; Brogioni, 1993; Varela *et al.*, 1994; Stuart-Smith *et al.*, 1999).

Los mapeos detallados realizados recientemente en varios sectores del eje orogénico Famatiniano permitieron identificar tres plutones post-orogénicos (El Molle, Barroso y Villa de la Quebrada), y varios cuerpos menores asociados (González, 2003). Los caracteres geológicos de alguno de ellos fueron informados preliminarmente por Sims *et al.* (1997) y González y Sato (2000). Todos estos cuerpos cortan las estructuras NNE-NE Famatinianas de la caja metamórfica pero, a diferencia de aquellos del sector oriental, sus bordes están deformados por zonas de cizalla dúctil heterogénea (Figuras 1 y 2). La forma más o menos circular de los plutones, los diques anulares asociados y la relación estructural con la caja permiten ubicarlos dentro del grupo post-orogénico, y además reunirlos dentro de un único complejo plutónico. La composición monzonítica (sin tonalitas y con pocos granitos-granodioritas) y las fajas de cizalla dúctil son caracteres conspicuos de estos cuerpos post-orogénicos del sector oeste de la Sierra de San Luis.

En esta contribución presentamos información de las relaciones estructurales entre los plutones post-orogénicos El Molle, Barroso y Villa de la Quebrada, los cuerpos menores asociados y la caja metamórfica en el área de Nogolí (32°56'S-66°15'O), sector occidental de la Sierra de San Luis. Esta información está complementada con análisis mineralógicos, texturales y microtectónicos detallados de los cuerpos, un dato U-Pb convencional en circones (informado preliminarmente en Sato *et al.*, 2003 b) y dos nuevos datos K-Ar en biotitas. El dato U-Pb permite re-evaluar las edades Sm-Nd, Rb-Sr y K-Ar preexistentes, que junto con los datos K-Ar nuevos, aportan edades de enfriamiento posterior a la deformación de los cuerpos. Con todo ello, discutimos el carácter post-orogénico temprano del magmatismo y lo ubicamos temporal y espacialmente en el contexto del arco magmático Famatiniano de San Luis.

Marco geológico del magmatismo post-orogénico del oeste de San Luis

Las rocas de caja de los plutones El Molle, Barroso y Villa de la Quebrada y los cuerpos menores asociados pertenecen al Complejo Metamórfico Nogolí (Sims *et al.*, 1997) y al Grupo Micaesquistos (von Gosen, 1998 a). El complejo está compuesto por esquistos, paragneises y migmatitas, y en menor proporción por metacuarcitas, ortogneises granodioríticos, ortoanfíbolitas, metakomatiitas, metabasaltos komatiíticos y de alto Fe, mármoles y hierros bandeados (Figura 2). Su historia geológica es larga y compleja, e involucra varios episodios estructurales y metamórficos distribuidos en dos grupos (González *et al.*, 2004): (1) Pre-Famatinianos, caracterizados por sedimentación silicoclástica de los protolitos psamíticos y pelíticos y cristalización de rocas volcánicas máficas-ultramáficas, seguidos al menos por tres foliaciones relicticas O-NO y pliegues asociados, escasamente preservadas, en facies

anfibolita y de edad pre-ordovícica. (2) Famatinianos, a su vez divididos en aquellos vinculados con la Fase Principal del ciclo y los relacionados con la Etapa Tardía a Post-orogénica. La Fase Principal origina la foliación NNE-NE penetrativa asociada a metamorfismo regional en facies anfibolita-granulita, con rangos P-T de 6-8 kb y 750-820°C. La Etapa Tardía a Post-orogénica se relaciona a zonas de cizalla dúctil con foliación milonítica NNE-NE y metamorfismo local de dislocación en facies esquistos verdes.

La edad de los episodios pre-Famatinianos del Complejo Metamórfico Nogolí no se conoce con precisión. Sólo se sabe que son anteriores a 507 Ma, porque al sureste de Nogolí las rocas del complejo están cortadas por el Granito La Escalerilla, que tiene esa edad de 507 Ma (von Gosenet *et al.*, 2002). Una isocrona Sm-Nd roca total de 1502 Ma proveniente de sus rocas máficas a ultramáficas fue sugerido como la edad posible de la efusión del protolito lávico de estas rocas (Sato *et al.*, 2001a).

La edad ordovícica del clímax orogénico de la Fase Principal está sustentada con los siguientes datos: U-Pb convencional de 475-473 Ma en monacitas de ortogneises granodioríticos (Sato *et al.*, 2004, 2005), 470-458 Ma en monacitas de paragneises (González *et al.*, 2002, 2004) y 461 Ma en

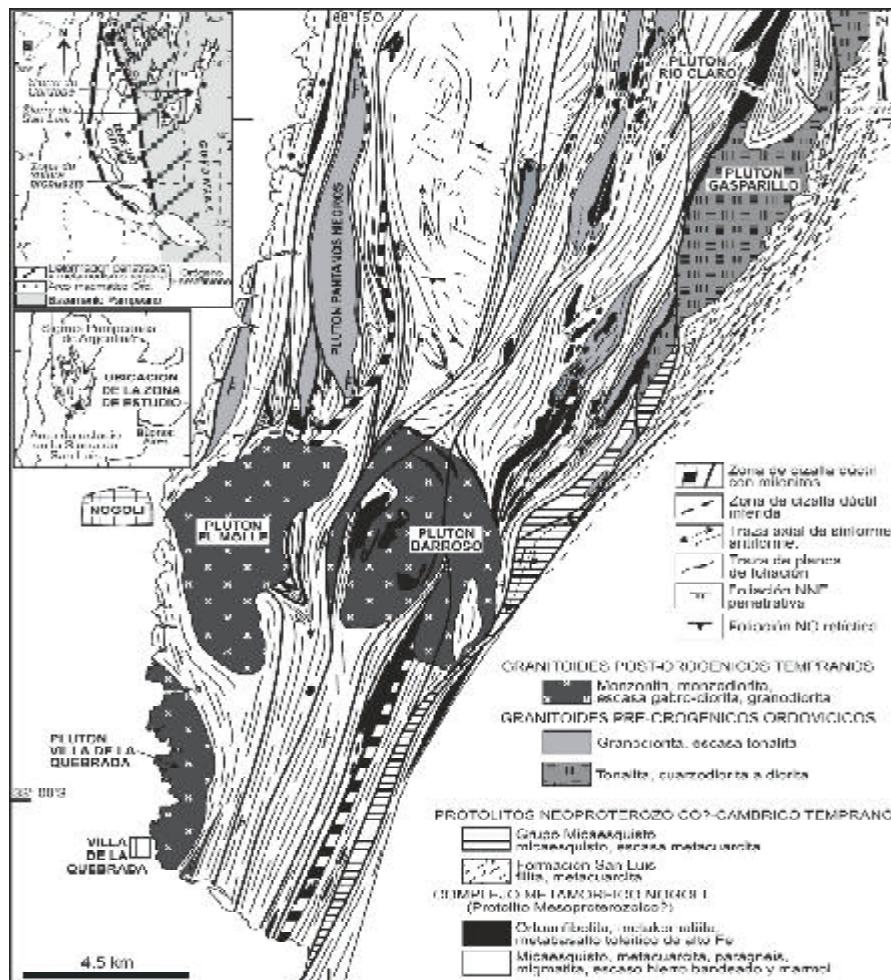


Fig. 2: Mapa geológico simplificado de la zona de estudio en el área de Nogolí, sector occidental de la Sierra de San Luis. Adaptado de González (2003).

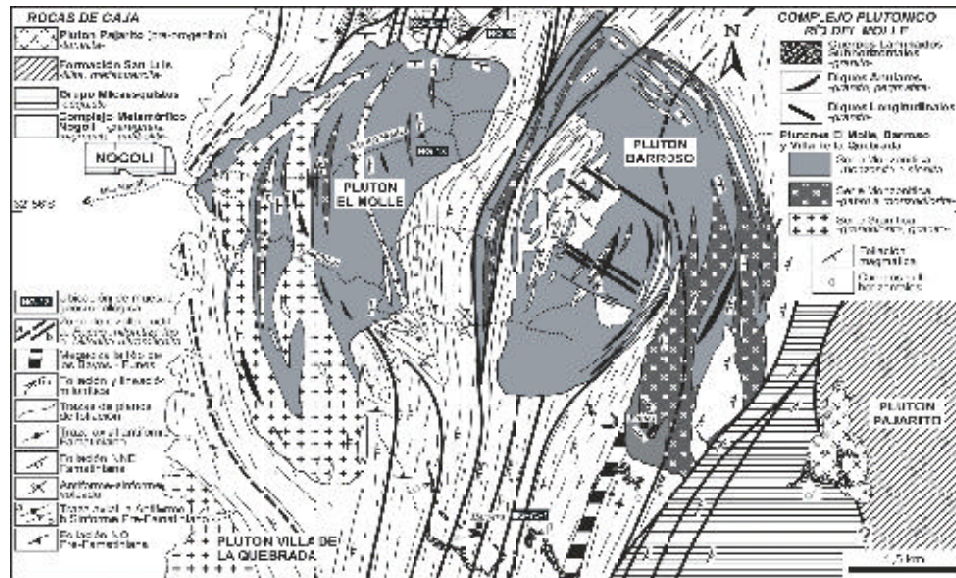


Fig. 3: Mapa geológico simplificado del Complejo Plutónico Río del Molle, con la distribución de las rocas de las series monzonítica y granítica y la ubicación de las muestras geocronológicas.

circones de un meta-basalto komatiítico (Sato *et al.*, 2006); y datos Ar-Ar de 476-457 Ma en hornblenda de ortoanfibolitas (González *et al.*, 2002, 2004). Las edades radimétricas K-Ar de la Etapa Tardía a Post-orogénica varían entre 380 y 364 Ma (Sato *et al.*, 2003a).

El Grupo Micaesquistos está compuesto por esquistos con biotita-muscovita-granate (\pm estauroilita \pm cianita) y metacuarcitas muscovíticas. Dos zonas de cizalla dúctil yuxtaponen una faja NE estrecha de estas rocas, entre la Formación San Luis en el este, y el Complejo Metamórfico Nogolí, ya intruído por el plutón Barroso, en el oeste. La historia de metamorfismo y deformación del Grupo Micaesquistos es sencilla comparada con aquella del Complejo Metamórfico Nogolí, ya que carece de los complejos episodios pre-Famatinianos y los Famatinianos son ligeramente diferentes. La estratificación primaria S_0 del protolito del Grupo Micaesquistos está bien preservada, marcada por la alternancia de bancos de metapelitas y metapsamitas. La esquistosidad penetrativa NNE-NE Famatiniana y un solo grupo de pliegues asociados se vinculan a facies esquistos verdes alta. Además, un clivaje de crenulación en facies anfibolita o planos "C" de cizalla discretos afectan a la anterior en los alrededores de las fajas de cizalla.

El protolito sedimentario del Grupo Micaesquistos fue interpretado como una monótona sucesión turbidítica, correlacionado con aquél de la Formación San Luis, y por lo tanto considerado como el equivalente metamórfico de mayor grado de esta unidad (von Gosen, 1998a y b). La edad U-Pb en circones de 529 ± 12 Ma de las rocas volcánicas intercaladas en la Formación San Luis (Söllner *et al.*, 2000) sugiere la depositación del protolito en el Cámbrico Inferior, aunque no se descarta que la misma haya comenzado en el Precámbrico Superior. El Grupo Micaesquistos no dispone de datos isotópicos para acotar la edad de metamorfismo y deformación Famatiniana, pero las edades de los granitoides pre-orogénicos dan un límite máximo en el Ordovícico Inferior (Stuart Smith *et al.*, 1999; Sato *et al.*, 2003).

El Complejo Metamórfico Nogolí está intruído por los granitoides pre-orogénicos del arco magmático (relacionados a los estadios iniciales del ciclo Famatiniano, Sato *et al.*, 1996) y por los post-orogénicos motivo de esta contribución (Figura 2). Los primeros son tonalíticos a granodioríticos

y comparten con las rocas de caja la foliación penetrativa NNE-NE Famatiniana y el metamorfismo asociado. Para su cristalización magmática se informaron las siguientes edades U-Pb convencional en circones: Río Claro, 490 Ma (von Gosen *et al.*, 2002), Pantanos Negros, 477 Ma (Sato *et al.*, 2003b) y Gasparillo, 472 Ma (Sato *et al.*, 2004).

Los cuerpos post-orogénicos truncan las fábricas O-NO relictica y NNE-NE penetrativa del Complejo Metamórfico Nogolí, y por lo tanto su emplazamiento fue posterior a la Fase Principal ordovícica del ciclo Famatiniano. Las zonas de cizalla dúctil de la Etapa Tardío- a Post-orogénica afectan los bordes de los cuerpos, modifican algunos contactos primarios y los adosan tectónicamente con fajas de rocas de caja metamórficas. El rumbo general de las zonas de cizalla es N-NE y su inclinación varía entre vertical y alto ángulo al este. Los movimientos sinestrales predominan sobre las componentes dextrales y los bloques orientales montan sobre los occidentales. La actividad de las fajas de cizalla se registra desde tiempos pre-ordovícicos y ha perdurado con posterioridad al emplazamiento del magmatismo post-orogénico.

Geología ígnea y estructuras de deformación del magmatismo post-orogénico

Las relaciones estructurales, la composición modal y las texturas y estructuras magmáticas y de deformación dúctil permiten agrupar a los cuerpos post-orogénicos dentro de una misma unidad, que proponemos denominarla Complejo Plutónico Río del Molle, y que comprende tres cuerpos ígneos globosos (plutones El Molle, Barroso y Villa de la Quebrada) y tres enjambres de cuerpos laminares (diques longitudinales y anulares y cuerpos laminados sub-horizontales). Los cuerpos se relacionan a estadios intrusivos sucesivos del complejo y temporalmente son groseramente contemporáneos. A continuación se describen los caracteres geológicos de cada uno de ellos y la síntesis se expone en el Cuadro 1.



Fig. 4: Diagrama modal QAP del Complejo Plutónico Río del Molle con la ubicación de las rocas de las series monzonítica y granítica. Se indican los mafitos predominantes en las rocas. Número de muestras: 39.

Complejo Plutónico Río del Molle

Los caracteres geológicos que comparten los cuerpos y que permiten agruparlos en un mismo complejo son: (1) Truncan las dos fábricas del Complejo Metamórfico Nogolí, poniendo en evidencia su carácter post-orogénico, y a su vez tienen alguna relación de corte entre ellos. (2) La forma aproximadamente circular de los plutones. (3) Los diques anulares se emplazan en el borde oriental del plutón Barroso y continúan en el borde occidental de El Molle. (4) Las rocas son bimodales y se agrupan en dos series distintas, una monzonítica que predomina sobre otra granítica. (5) La bimodalidad se relaciona a procesos de mezcla de magmas presentes en todos los cuerpos. (6) Las texturas y estructuras ígneas son semejantes y se originan por el flujo magmático de la mezcla. (7) La foliación magmática y el bandeamiento por flujo acompañan la forma del borde occidental del plutón El Molle y continúan en el borde nor-oriental del Barroso. (8) Están afectados por estructuras de deformación análogas. Además, los cuerpos comparten la misma afinidad geoquímica (no descrita en esta contribución), dado que las rocas se agrupan con cierta linealidad en dos tendencias evolutivas, coincidentes con las series petrográficas, una alcalina suave (*mildly alkaline*) en la monzonítica y otra calcoalcalina de alto potasio en la granítica (González, 2003).

Plutón El Molle. Denominado informalmente como Monzonita del Molle por Sims *et al.* (1997), y posteriormente redefinido por González y Sato (2000) con este nombre, está expuesto a ~500 m al este de Nogolí. Es un cuerpo reniforme de ~19,5 km², enteramente emplazado en las rocas ya estructuradas del Complejo Metamórfico Nogolí (Figura 3). El borde oeste es convexo (inclinación de 60-80° al SE y NE) y el contacto con la caja es neto y sin texturas finas de enfriamiento rápido. Corta la foliación de los paragneises con un ángulo de 20-30° y no lleva enclaves de estas rocas. El único efecto térmico de la intrusión es la blastesis de sillimanita (\pm moscovita) sobre los agregados micáceos de los paragneises.

El borde oriental tiene varios tabiques decamétricos de paragneises de la caja, transformados parcial o totalmente en *hornfels*, y texturas finas de enfriamiento rápido. El contacto es neto y cóncavo, con inclinaciones >50° E a sub-verticales. La aureola de contacto, discontinua longitudinalmente y de alrededor de 250 m de ancho, se caracteriza por el desdibujamiento de la estructura interna de los paragneises y la blastesis de fibrolita sobre sus agregados micáceos.

El borde septentrional es E-O, neto y recto, e inclina de 60-70° al S. No tiene *hornfels* ni aureola de contacto. Corta, con ángulos bajos, las dos fábricas del Complejo Metamórfico Nogolí y trunca transversalmente a varias zonas de cizalla dúctil.

El plutón El Molle está constituido por dos series de rocas, una monzonítica ubicada en la mitad oriental y otra granítica que predomina en la parte occidental (clasificación de series de acuerdo a Lameyre, 1987). Las rocas se disponen en fajas longitudinales, más o menos lenticulares, y acompañan la forma arriñonada del cuerpo (Figura 3). La serie monzonítica está constituida por monzonitas leucocráticas y en menor proporción por gabros-dioritas y monzo-gabros/monzo-dioritas mesocráticas. La serie granítica se conforma de granodioritas y granitos, sin tonalitas (Figura 4).

Los contactos entre las rocas de la serie monzonítica son netos o tienen pasajes graduales. Los contactos netos se exhiben en el bandeamiento composicional de flujo magmático de los bordes del plutón. El bandeamiento está marcado por la intercalación de bandas de monzonitas (o sienitas, menos abundantes), de grano mediano a grueso y megacristales de microclino, y bandas de gabros-dioritas de grano fino (Figura 5-A, B y C). Los gabros-dioritas exhiben bordes enfriados microgranosos que, hacia el interior de las bandas, pasan gradualmente a variedades granosas más gruesas. La alternancia de monzonitas y gabros-dioritas se interpreta como la interacción de dos magmas de composición contrastante, uno félsico monzonítico y otro máfico gábrico. Las texturas finas en los

bordes gábricos son de enfriamiento rápido durante su reunión con el magma monzonítico de menor temperatura.

El contacto gradual entre las rocas monzoníticas se exhibe en los sectores internos del plutón. Aquí el bandeamiento composicional está desdibujado o ausente y predominan monzo-dioritas a monzo-gabros de composición intermedia entre las monzonitas y gabros, que dada la interacción de magmas comparten caracteres texturales de ambos extremos composicionales (Figura 5-D). Por otra parte, las rocas de la serie granítica tienen contactos intrusivos mutuos y netos, sin bandas ni bordes enfriados, con las monzonitas y en menor proporción con gabros-dioritas. El tipo de contacto y el contraste composicional entre las rocas sugieren otra interacción de magmas, uno granítico y el monzonítico-gábrico ya mezclado previamente.

Una foliación magmática marcada por el alineamiento paralelo a sub-paralelo de megacrístales de microclino acompaña la forma del borde occidental del cuerpo y continúa en el borde nor-oriental del plutón Barroso (Figura 3). La foliación es paralela al bandeamiento composicional, a enclaves microgranulares máficos (fusiformes o sub-redondeados, de textura microgranosa sin bordes enfriados y con megacrístales euhedrales de microclino poiquilítico de 2-3 cm de largo por 1 cm de ancho) y a *schlieren* biotíticos o de agregados de biotita + anfíbol + epidoto. Todas estas estructuras ígneas están cortadas por diques sin-magmáticos tabulares (~10 cm de ancho) o lenticulares de pegmatitas y granitos pegmatíticos, de recorridos discontinuos sin orientación definida y contactos soldados.

Las estructuras de deformación del plutón El Molle son planos "C" de cizalla discretos y una foliación heterogénea de agregados de mafitos orientados. El rumbo de la foliación varía entre NE y NO con inclinación de 43° a 89° al SE o NE (Figura 6-A). En algunos sectores es sub-paralela a la foliación magmática y a los *schlieren*, y en otros, como en los bordes norte y sur, los cortan transversalmente a noventa grados (Figura 3).

Plutón Barroso. Su forma de riñón de ~20 km² completa la mitad oriental más o menos circular junto al plutón El Molle ubicado al oeste. El borde occidental es un contacto primario intrusivo, truncado posteriormente por fajas de cizalla NNE longitudinales, paralelas a la Megacizalla Río de los Bayos-Funes. El contacto intrusivo está bien conservado en el extremo norte y en el sector central de este borde, al este de las fajas de cizalla (Figura 3). En el norte, los tabiques angulosos del Complejo Metamórfico Nogolí no están rotados por la intrusión y aún tienen la orientación NO relictica. La caja no tiene *hornfels* ni porfiroblastos de contacto y el borde enfriado del cuerpo de textura granosa cambia gradualmente hacia el interior a variedades de grano grueso. El sector de borde afectado por las cizallas tiene tabiques NNE lenticulares de la caja, estirados por la deformación dúctil, con la paragénesis de contacto enmascarada por el metamorfismo de dislocación asociado a las cizallas.

El borde norte es neto, cóncavo (rumbo general NO e inclinación >70° al SO) e incluye grandes tabiques de paragneises, migmatitas y anfíbolitas. La foliación de la caja se amolda, por sectores, a la forma de este borde, y en otros está sesgada por la intrusión con un ángulo bajo. Los tabiques de paragneises exhiben porfiroblastos de fibrolita y agregados de muscovita de contacto crecidos sobre sus biotitas, y en los de migmatitas, la blastesis de haces desorientados de sillimanita se produce sobre las micas de los *resisters*. En este borde el cuerpo tiene texturas granosas finas a medianas, que pasan gradualmente a variedades gruesas hacia los sectores internos. La foliación magmática (megacrístales orientados de microclino), el bandeamiento composicional (monzonita y monzo-diorita/gabro) y los *schlieren* (biotita o biotita + anfíbol + minerales accesorios) acompañan la forma cóncava del borde y continúan a lo largo de los bordes norte y oeste del plutón El Molle (Figura 3). La foliación magmática se distribuye en un abanico NO a NE, e inclinación de 50-89° al SO y SE

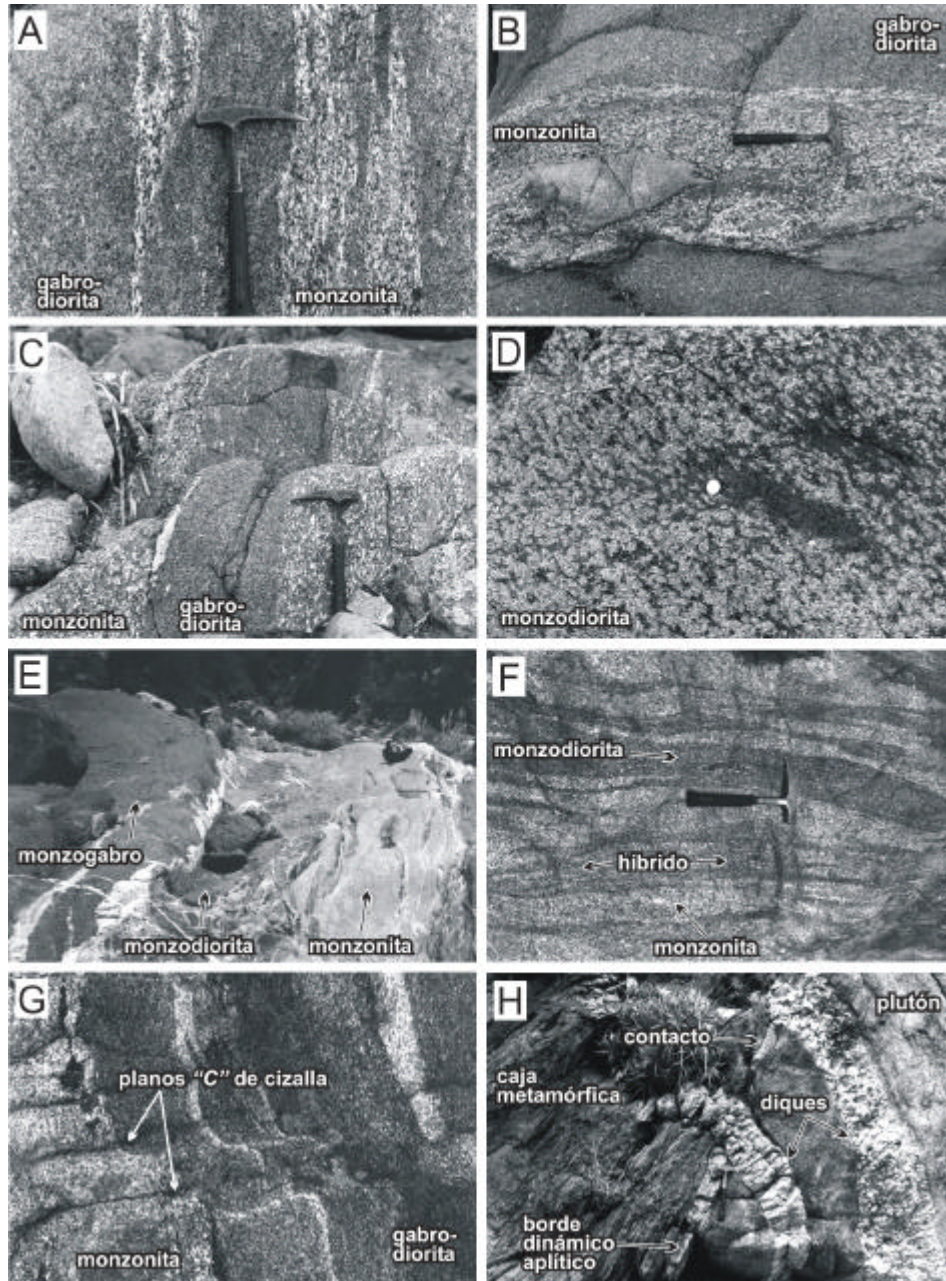


Fig. 5: Fotos de campo del Complejo Plutónico Río del Molle. *A, B y C.* Bandeamiento composicional (monzonita-gabro/diorita) por flujo magmático en el plutón El Molle. Contactos netos entre las bandas en los bordes del cuerpo. *D.* Herencias texturales monzonítica y gábrica con contactos graduales en monzodiorita del sector interno del plutón El Molle. *E y F.* Bandeamiento composicional en los bordes del plutón Barroso. En *E*, se exhibe un sector híbrido monzodiorítico localizado entre los *end-members* de monzonita y monzogabro. *G.* Bandas de cizalla "S-C" en continuidad con pliegues de flujo magmático del plutón Barroso. *H.* Borde oriental del plutón Villa de la Quebrada en contacto neto con las rocas de caja del Complejo Metamórfico Nogolí y los diques longitudinales asociados, que cortan el contacto.

respectivamente (Figuras 3, 5-E y F y 6-B). En la aureola, que se extiende ~500 m al norte del borde, se desdibuja la estructura interna de la caja, y a pesar del aspecto pedernaloso y grano muy fino de las rocas de contacto no son verdaderos *hornfels*.

El borde oriental también es curvo y subvertical y contiene un bloque de la caja que aún conserva la estructuración NO relíctica. Una zona de cizalla dúctil yuxtapone tectónicamente el extremo sur de este borde con una faja longitudinal NE del Grupo Micaesquistos, ubicada al este.

Una cuña NE de rocas de caja metamórficas está incluida en el borde sur del cuerpo (Figura 3). Por el oeste, la pared de la cuña es cóncava y sub-vertical y el cuerpo, afectado por una zona de cizalla dúctil, es concordante con la foliación milonítica NE de la caja. Tiene varios tabiques cizallados de paragneises y anfibolitas, paralelos al borde, no transformados en *hornfels* y con algunos agregados micáceos de los gnéisicos reemplazados por haces de sillimanita de contacto. La pared este de la cuña también es

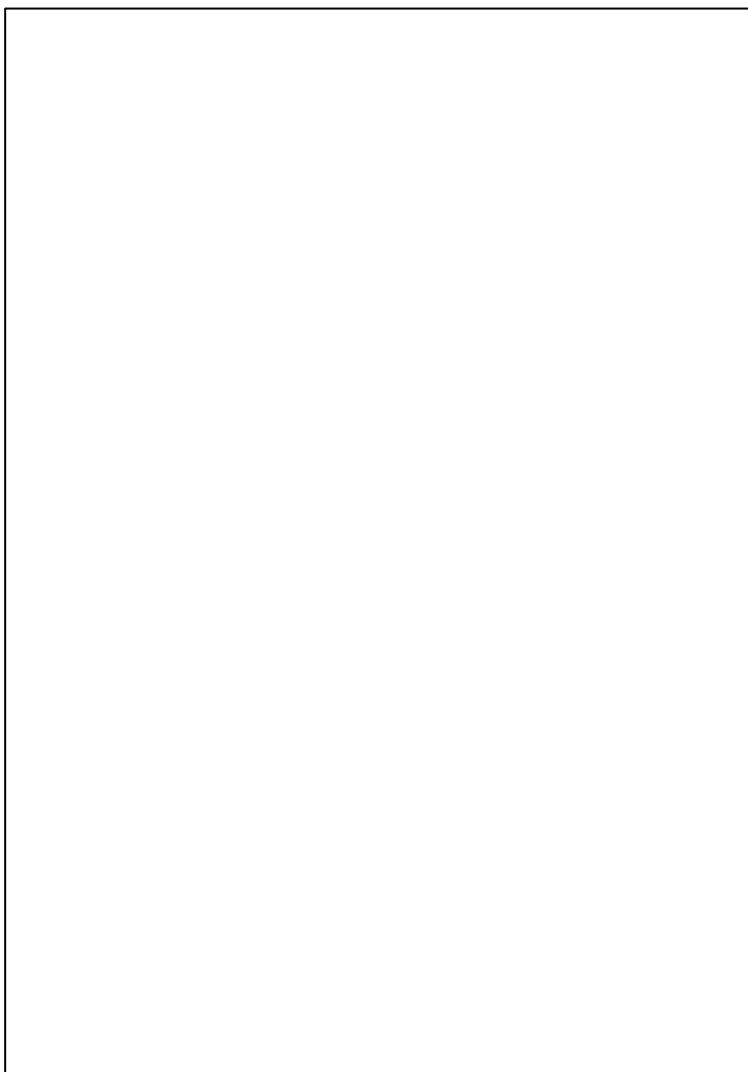


Fig. 6: Proyecciones estereográficas equiareales (hemisferio inferior) de los elementos de fábrica de los cuerpos del Complejo Plutónico Río del Molle. N = número de mediciones.

sub-vertical y el cuerpo, que aún conserva el contacto primario intrusivo sin modificaciones, corta con un ángulo bajo $<10^\circ$ la foliación NE de la caja y la Megacizalla Río de los Bayos-Funes.

El plutón Barroso comparte con El Molle las series de rocas monzonítica y granítica, y por lo tanto también exhibe los procesos de interacción de magmas de aquel. La serie monzonítica ocupa casi todo el cuerpo y la granítica está restringida a una estrecha faja localizada en el sector central (Figura 3). Las monzonitas y sienitas predominan sobre gabros-dioritas y monzo-gabros/monzo-dioritas, sectorizados a dos fajas, una estrecha y cizallada en la parte occidental y otra potente localizada en la oriental.

Zonas de cizalla dúctil bordean al plutón por el este y oeste, y se relacionan a rocas monzoníticas milonitizadas con clivaje de bandas de cizalla S-C y pliegues asociados. Los planos "S" son la foliación y el bandeamiento ígneos truncados por planos "C" de cizalla, en continuidad estructural con pliegues de flujo magmático abiertos a apretados (Figura 5-G). La asociación íntima de bandas S-C y estos pliegues indican procesos de flujo sub-magmático (Paterson *et al.*, 1989; Vernon, 2000, ver discusión abajo). Además, una foliación heterogénea NO a NE (inclinación $>75^\circ$ al NE y SE respectivamente) se asocia al entorno de las fajas milonitizadas y trunca a las estructuras ígneas o es paralela a ellas (Figura 6-B).

Diques. Dos enjambres de diques alojados en el interior de los plutones El Molle y Barroso, uno longitudinal y otro anular que corta al anterior, están asociados a estadios magmáticos tardíos del complejo plutónico (Figura 3). La caja de los enjambres son las rocas monzoníticas y graníticas de los plutones. A continuación se describen sus caracteres geológicos más significativos.

A.- Diques Longitudinales. Es un enjambre NO, con inclinación de 20° a 35° al NE, hospedado únicamente en el plutón Barroso. Los diques son tabulares y de recorrido discontinuo, con ~ 1200 m de largo máximo y hasta 5 m de espesor. Están constituidos por leucomicrogranitos y aplitas en los bordes congelados, que se ubican sobre la tendencia evolutiva de las rocas de la serie granítica (Figura 4). Esta composición modal y las texturas ígneas primarias análogas a los plutones sugieren que los diques longitudinales son consanguíneos con los cuerpos de El Molle y Barroso. Los diques y su caja ígnea están afectados por pliegues abiertos decamétricos, asociados a una foliación de plano axial heterogénea, de rumbo meridiano e inclinación de 45° a 76° al E (Figura 6-C).

B.- Diques Anulares. Están expuestos a lo largo del borde oriental del plutón Barroso y continúan en el borde oeste y en el interior del plutón El Molle (Figura 3). Cortan a los diques longitudinales y su diseño anular tiene segmentos de recorrido discontinuo, < 1500 m de largo y ~ 10 m de espesor. Son subverticales, pero en el plutón Barroso algunos segmentos N a NNE inclinan con ángulo alto al E. Están constituidos por leucomicrogranitos moscovíticos y pegmatitas con bordes congelados de aplitas. El conteo modal de una sola roca de estos diques se ubica en el campo de los sienogranitos, cercano al límite con los granitos alcalifeldespáticos, y es un posible diferenciado alcalino de las rocas de la serie granítica (Figura 4). A pesar que se trata de un solo análisis, y que el mismo no es suficiente para definir la tendencia evolutiva de los diques anulares, no podemos descartar que éstos sean consanguíneos con los plutones y los diques longitudinales. Los diques anulares están truncados por la misma foliación NNE heterogénea (escamas de muscovita con inclinación de 36° a 70° al SE) de sus rocas de caja ígneas. La foliación tiene asociada una lineación de biotita-muscovita y de estiramiento de agregados cuarzo-feldespáticos, con buzamientos de $\sim 33^\circ$ al SSE-S (Figura 6-C). Planos de cizalla tipo "C" coinciden con la foliación en los sectores de deformación intensa.

Cuerpos Laminados Sub-horizontales. Es un enjambre de láminas tabulares con base y techo planos y sub-horizontales, ubicadas en los extremos norte y sur (Puesto Funes) del plutón Barroso, en los alrededores del Puesto Herrera y en el plutón Pajarito. Las láminas del norte son de poco espesor (0,35-0,70 m) y extensión (por ello no están representadas en la Figura 3) y las ubicadas en los puestos Funes y Herrera son potentes (5-15 m) y largas, y sus terminaciones se ramifican en láminas más pequeñas.

Los cuerpos laminados cortan transversalmente a noventa grados las estructuras NO relícticas pre-famatinianas y las NNE-NE penetrativas famatinianas del Complejo Metamórfico Nogolí, al plutón Barroso y a los diques anulares del borde oriental de este último. Además, truncan al plutón tonalítico Pajarito del grupo pre-orogénico y a su caja metamórfica del Grupo Micaesquitos (Figura 3). Estas relaciones estructurales indican que los cuerpos laminados sub-horizontales son los más jóvenes del Complejo Plutónico Río del Molle y de todo el magmatismo post-orogénico del oeste de San Luis. No se identificaron relaciones de corte con el plutón El Molle o los diques longitudinales. Las rocas de caja de las láminas tienen una aureola térmica con *hornfels* hasta ~20 cm del contacto y desdibujamiento de la estructura interna en los sectores externos.

Las partes centrales de los cuerpos laminados están compuestas por granitos de dos micas (\pm granate) y grano grueso, con estratificación magmática grosera (cambios netos del tamaño de grano) y alineamiento de feldespatos potásicos paralelos al piso y techo. Además, se intercalan pegmatitas lenticulares (<2 m de espesor) de granate-turmalina-apatita en el techo (acumulación tardía de volátiles en este sector), dispuestas en forma concordante con la estratificación ígnea. En el piso, los granitos son de variedades más finas, hasta aplitas. Dado el grano grueso y pegmatítico de los cuerpos laminados no fue posible realizar conteos modales al microscopio para conocer la tendencia evolutiva de los granitos. Sin embargo, en el diagrama QAP posiblemente se ubicarían en la serie granítica, quizá como diferenciados consanguíneos alcalinos.

Los cuerpos laminados comparten las texturas ígneas primarias y las estructuras de deformación de los otros cuerpos del complejo. La foliación heterogénea (trenes de muscovita) y los planos "C" de cizalla discretos atraviesan el contacto entre las láminas y la caja metamórfica o tienen continuidad con las estructuras de las rocas monzoníticas del plutón. La foliación N-NE e inclinaciones de 60-89° al SE o NO está acompañada de una lineación de estiramiento en agregados cuarzo-feldespáticos y *slicken-lines*, con buzamientos de 25-69° al SSE y SO (Figura 6-D).

Plutón Villa de la Quebrada. Sólo una porción del sector oriental, con forma de medialuna y ~8,5 km², está expuesta en la localidad homónima, y la contraparte occidental está cubierta por depósitos modernos (Figura 7). En planta, el cuerpo tiene posiblemente una forma más o menos circular, comparable quizá al conjunto de los plutones El Molle y Barroso. Está separado del plutón El Molle por un tabique estrecho de rocas de caja metamórficas, y por esta razón no se sabe la edad relativa respecto de los otros plutones.

El plutón Villa de la Quebrada corta las dos fábricas del Complejo Metamórfico Nogolí, y a su vez, el cuerpo más la caja están truncados por un enjambre NNE de diques longitudinales asociado al plutón, con inclinación de alto ángulo al este. El plutón tiene un borde dinámico frío, aplítico, de ~25 cm de ancho y laminación magmática (Figura 5-H). En la zona de borde exhibe tabiques de paragneises con agregados micáceos reemplazados por escamas desorientadas de muscovita de contacto, y no transformados en *hornfels*.

Está constituido principalmente por granodioritas y granitos leucocráticos, y en menor proporción por cuarzo-monzonitas, consanguíneas con el tren evolutivo granítico del complejo (Figura 4). Los diques son de pegmatitas y granitos pegmatíticos tabulares, de escasa longitud (< 5 m de largo) y poco espesor de 20 a 40 cm (Figura 5-H).

Una zona de cizalla dúctil NNE e inclinación al E yuxtapone tectónicamente a tabiques de la caja y fajas de granitoides milonizados (con bandas de cizalla), ubicados al este, con el borde oriental del plutón y su caja poco o no deformados, localizados al oeste (Figura 7). Además, una foliación NE-NNE heterogénea con inclinación de 50-75° al SE o ESE (Figura 6-E), ubicada en distintos sectores del cuerpo, atraviesa el contacto entre éste y el enjambre de diques (Figura 5-H).

Análisis Mineralógico y Textural

Plutones El Molle y Barroso. Están constituidos por dos grupos de rocas separados por un salto composicional ubicado entre 12,4 y 23,5% de cuarzo en el diagrama QAP, que es más marcado en las rocas con abundante plagioclasa y pobres en feldespato alcalino (Figura 4). Los grupos se ubican con cierta linealidad en dos trenes evolutivos distintos, asociados a dos series diferentes de rocas, una granítica y otra monzonítica. Conteos modales representativos de rocas de las dos series se presentan en las Tablas 1 y 2.

La serie granítica, cuya característica más importante es la ausencia de tonalitas, es la menos abundante de los plutones (Figura 3). Está compuesta por granodioritas y granitos meso- a

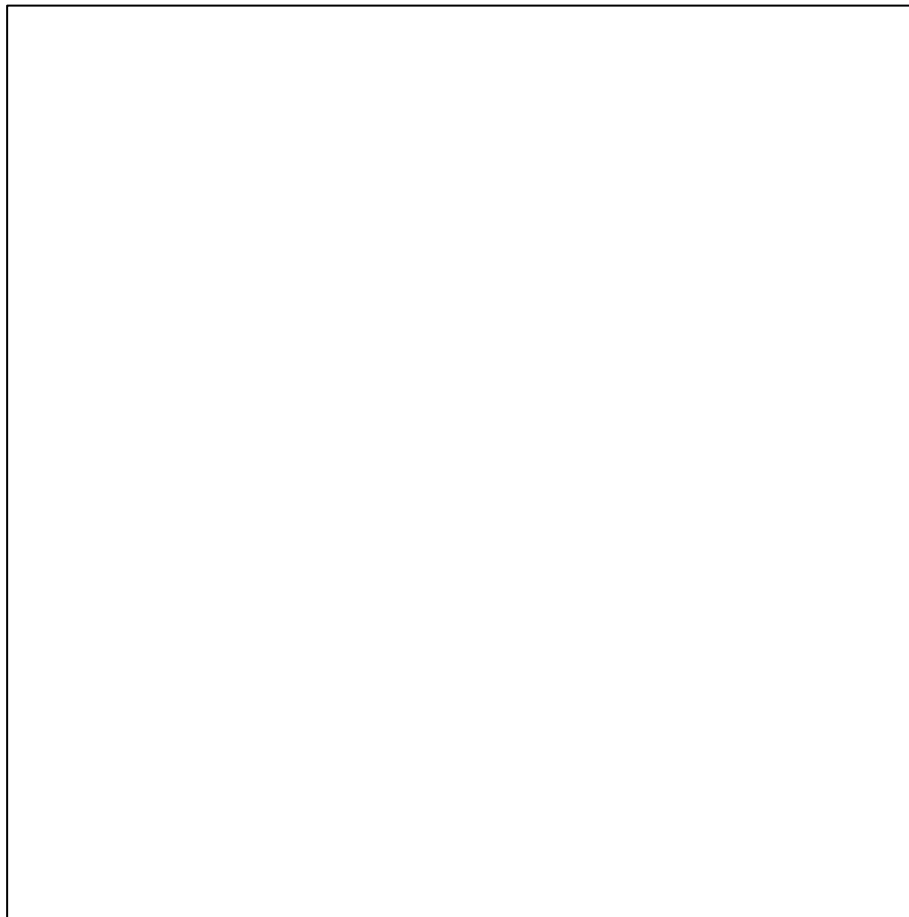


Fig. 7: Mapa geológico simplificado del plutón Villa de la Quebrada. En la foto incluida, un dique NNE longitudinal y su caja granítica están cortados por la foliación tectónica (marcada por el lápiz) que atraviesa el contacto entre ambos.

leucocráticos (IC = 4,2-20,7%) rosados a gris rosados, de grano mediano y textura granosa. Los feldespatos son subhedrales y frescos o tienen alteración leve a sericita. Las maclas de albita de la plagioclasa están combadas, acodadas o se acuñan hacia los bordes. El feldespato alcalino es de dos tipos, uno anti-pertítico y otro de microclino micro-pertítico, con macla de albita-pericline combada. La coexistencia en una misma roca de dos feldespatos alcalinos con texturas de exsolución de composiciones distintas, pertítica y anti-pertítica, es una evidencia de mezcla de magmas (Hibbard, 1995). El cuarzo anhedral es límpido, de extinción ondulosa y en las rocas con deformación intensa ha recrystalizado a un agregado granoblástico, uniones triples a 120° y extinción normal. La biotita₁, asociada íntimamente con epidoto-zoicita magmáticos, predomina sobre la muscovita. Ambas micas son magmáticas y forman agregados flexurados, acodados o combados, tienen extinción ondulosa y su estiramiento define la foliación tectónica de los granitoides. Una biotita₂, menos abundante que la anterior y de posible blastesis sub-sólida, no está deformada y reemplaza a los agregados ígneos deformados de biotita₁-muscovita. Los minerales accesorios son allanita en núcleos de epidoto-zoicita y calcita magmática (?) intersticial al cuarzo y feldespatos. Apatita, circón y monacita se encuentran en pequeña cantidad.

La serie monzonítica está compuesta por monzonitas y escasas sienitas con Índice Color (IC) menor o igual a 43% y gabros-dioritas hasta monzo-gabros/monzo-dioritas con IC de 49-69%. Adicionalmente, los gabros-dioritas del plutón Barroso tienen sectores ultramáficos (IC=82-83%) con cumulos de piroxeno y plagioclasa intercumular (Tablas 1 y 2). Las monzonitas y sienitas son rosadas a gris rosadas, de grano grueso a muy grueso y texturas granosas, porfírica, agpaítica y anti-rapakivi. Las rocas porfíricas tienen megacrístales de microclino euhedral (menor o igual a 3 cm de largo por 1 cm de ancho) y una base granosa de feldespatos, cuarzo, mafitos y minerales accesorios. Las rocas agpaíticas tienen feldespatos euhedrales y cuarzo que preceden a la biotita, anfíbol, epidoto magmático, titanita y apatita, ubicados en los huecos triangulares a trapezoidales dejados por los primeros. La plagioclasa con alteración leve a sericita, zonación normal, planos de macla escalonados, micro-fracturas internas o acuñamiento hacia los bordes, es anterior al microclino pertítico y límpido. Algunas plagioclasas tienen bordes engolfados por corrosión magmática, posiblemente del recalentamiento al entrar en contacto con sectores gábricos calientes. Las monzonitas también tienen dos generaciones de biotita, una con deformación sub-sólida y otra posterior sin deformación. La biotita₁ está acodada o combada y tiene extinción ondulosa, y la biotita₂, más pequeña, es de extinción normal y reemplaza a las anteriores y al anfíbol subhedral (ferroedenitas a ferropargasitas-hastingsitas, González, 2003). El epidoto magmático euhedral (clinozoicita > pistacita de ~1,5 mm de largo) y la allanita, más abundantes respecto de los granitoides, están asociados a glomérulos de titanita y apatita.

Los gabros-dioritas a monzo-gabros/monzo-dioritas son verde oscuro a negros, y texturas granosas finas a gruesas. El cuarzo y el microclino pertítico, si están presentes, son intersticiales y escasos. La plagioclasa tiene dos zonaciones, una directa con núcleos anortíticos sericitizados y bordes más albiticos sin alteración, y otra de tipo *patchy* caracterizada por parches de un feldespato (probablemente alcalino) de menor índice de refracción que la plagioclasa calco-sódica hospedada. Además, algunas plagioclasas *patchy* están rodeadas por un manto de microclino pertítico que define una textura anti-rapakivi, más común en las monzo-dioritas y monzo-gabros, que evidencia la mezcla de magmas.

Las rocas máficas exhiben anfíbol, clinopiroxeno y dos generaciones de biotita. La biotita₁ tiene bordes ligeramente desflecados y es poiquilítica (inclusiones de clinopiroxeno y quistes prehníticos). Está micro-fracturada a partir del clivaje (*cleavage cracking*) y suavemente combada o acodada. La biotita₂, no deformada, euhedral a subhedral y más pequeña que la anterior, se ubica indistintamente sobre el anfíbol, piroxeno, plagioclasa y biotita₁, con orientación moderada.

El clinopiroxeno (diópsido rico en calcio, González, 2003) se agrupa en glomérulos máficos de cristales verde pálido, euhedrales a subhedrales, con zonación fuerte marcada por un anillo verde brillante y núcleos mates. Además de los glomérulos se exhibe en núcleos relictivos reemplazados por parches o coronas de anfíbol verde pálido, con composición de magnesio-hornblendas (González, 2003). La diferencia composicional entre los anfíboles de las monzonitas y gabros-dioritas es posiblemente otro indicador de la mezcla de magmas.

Los minerales accesorios (circón, monacita, calcita, pirita, magnetita, titanita, apatita, allanita metamáfica, epidoto magmático) se destacan en las rocas máficas porque son modalmente abundantes (Tablas 1 y 2), casi todos euhedrales y tienen gran tamaño (<1,5 mm de largo por 0,5 mm de ancho). En particular, el epidoto se dispone en coronas alrededor del anfíbol o tangencialmente en el contacto entre biotitas o biotita-anfíbol. Estas texturas se encuentran en las rocas que exhiben aumento modal de epidoto y disminución simultánea de clinopiroxeno y/o anfíbol, e indican reemplazos de tipo tardi-magmáticos asociados a fundidos residuales.

Diques

A.- Diques Longitudinales. Están constituidos por microgranitos blancos, rosados o gris rosados, y aplitas en los bordes enfriados, ubicados sobre la tendencia evolutiva granítica (Figura 4). Tienen cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, epidoto magmático, allanita, apatita, titanita y calcita magmática (Tabla 3). El cuarzo anhedral con extinción ondulante es intersticial, o se ubica en bandas lenticulares de individuos recristalizados, bordes rectos, uniones triples y extinción normal. El microclino exhibe texturas manteadas, con un núcleo no peritítico y macla en enrejado combada, y un manto con perititas y sin deformación. La plagioclasa anhedral tiene zonación directa discreta con núcleos anortíticos alterados a sericita-calcita-epidoto y bordes frescos, e intercrecimientos mirmequíticos con el microclino. Además, cristales homogéneos sin zonación se alteran a muscovita secundaria de distribución irregular.

Trenes orientados de biotita definen la foliación tectónica de los granitos. Está fresca y sólo unas pocas escamas están reemplazadas por clorita y agujas de rutilo sagenítico. La pistacita magmática se asocia con la biotita en la foliación, está reabsorbida en los bordes o exhibe rombos euhedrales con núcleos de allanita. La apatita anhedral o prismática está rodeada por una corona de monacita, indicando otra textura de reemplazo tardi-magmático. La titanita alterada a leucoxeno se asocia a la biotita-epidoto y la calcita magmática es intersticial a la mica.

Los diques longitudinales conservan las texturas ígneas granosas anhedrales en los granitos y sacaroide en las aplitas, a pesar de la deformación sub-sólida sobreimpuesta. Adicionalmente tienen texturas rapakiwi (núcleo de feldespato alcalino y manto de plagioclasa) y anti-rapakiwi relacionadas a la mezcla de magmas compartida con los plutones, y que sustentan la relación consanguínea con ellos.

B.- Diques Anulares. Están compuestos por leucomicrogranitos moscovíticos y pegmatitas con bordes enfriados aplíticos. El cuarzo y microclino predominan sobre la plagioclasa alterada a sericita (Tabla 3). Los feldespatos tienen maclas flexuradas o combadas y la orientación de las escamas de muscovita define la foliación tectónica de las rocas. Los accesorios son minerales opacos y calcita magmática intersticial. Las texturas son microgranosas, sacaroide y pegmatítica.

Cuerpos Laminados Subhorizontales. Se componen de granitos rosados, grano medio a grueso, con muscovita, biotita y granate, y pegmatitas con granate, turmalina y apatita. La foliación magmática grosera está definida por el alineamiento de los feldespatos paralelo al piso y techo sub-horizontales.

Dado el tamaño de grano grueso de las rocas no se realizaron conteos modales microscópicos.

Las relaciones de campo, la composición granítica y las texturas rapakiwi y anti-rapakiwi indican que los cuerpos laminados sub-horizontales son consanguíneos con las rocas graníticas de los plutones El Molle y Barroso y con los diques longitudinales y anulares.

Plutón Villa de la Quebrada. Está compuesto principalmente por granodioritas y granitos con IC de 11,9-15,3%, y sus variedades melanocráticas, y en menor proporción por enclaves de cuarzo monzonitas, redondeados y de bordes difusos con los granitoides (Tabla 4). En el diagrama QAP, las granodioritas y granitos se ubican sobre el tren evolutivo granítico de los plutones y diques (Figura 4). La monzonita cuarzosa analizada modalmente es moscovítica, y no tiene anfíbol ni clinopiroxeno, lo cual la asigna a la serie granítica, y no a la monzonítica que exhibe tales mafitos y no tiene muscovita primaria.

Las texturas de deformación dúctil sub-sólida en el cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino de los granitoides son análogas a aquellas de los plutones El Molle y Barroso. La biotita es el único mafito y junto con la muscovita definen la foliación tectónica en las fajas de granitoides milonitizados. Los minerales accesorios son epidoto magmático, apatita, allanita y calcita magmática. Las texturas granosas primarias pasan a variedades granolepidoblásticas en las rocas deformadas.

Aureola de metamorfismo de contacto del Complejo Plutónico Río del Molle

El metamorfismo local de contacto del Complejo Plutónico Río del Molle se sobreimpone al metamorfismo regional polifásico de alto grado y presión media de tipo Barroviana del Complejo Metamórfico Nogolí (González *et al.*, 2004). El efecto térmico del emplazamiento está relacionado a la formación de aureolas de contacto individuales, localizadas en estas rocas de caja del entorno de cada cuerpo del complejo. Las aureolas no tienen una distribución uniforme, son estrechas (250-500 m de ancho), no se superponen y los verdaderos *hornfels* o corneanas (negros, de grano fino y masivos) sólo se exhiben en los tabiques de caja incluidos en los bordes de los cuerpos. Dentro de las aureolas, el tamaño de grano disminuye gradualmente en dirección al contacto y se desdibujan paulatinamente las estructuras (pre-Famatiniana y Famatiniana) de las metamorfitas en la misma dirección, sin formación de verdaderos *hornfels*. Otro efecto térmico es la blastesis estática de sillimanita, sillimanita + muscovita o muscovita no orientadas, reemplazando a los agregados de biotita-muscovita del metamorfismo regional. La sillimanita exhibe su variedad acicular de grano fino, la fibrolita.

La muscovita en las paragénesis de contacto indica la circulación de fluidos acuosos dentro de la aureola, exudados por los intrusivos o removilizados desde la caja. No es un mineral índice del grado metamórfico alcanzado, ya que es común en las paragénesis de contacto de casi todos los protolitos pelíticos aluminicos, y es estable dentro de rangos amplios de condiciones P-T. No ocurre lo mismo con la fibrolita que indica un grado metamórfico alto (= facies de *hornfels* hornblendíferos, equivalente a facies anfíbolita media de metamorfismo regional), con rangos de *T* superiores al punto triple de los silicatos de aluminio, establecido en @ 550-600°C, y de *P* medias >3 kb (Pattison y Tracy, 1991).

Geocronología

Se llevó a cabo una datación U-Pb convencional en circones, con el objeto de evaluar mejor las edades Sm-Nd, Rb-Sr y K-Ar preexistentes. Estos datos U-Pb fueron adelantados preliminarmente

en Sato *et al.* (2003a y b).

Se procesaron aproximadamente 15 kg de roca total del plutón El Molle. La muestra seleccionada, NG-18, corresponde a una monzodiorita cuarzosa de grano grueso, afectada por deformación subsólida (ver ubicación en *Figura 3*). Los cristales de circones fueron separados mediante trituración, tamizado, elutriación hidráulica, separación magnética y utilización de líquidos pesados. La selección final de los cristales se realizó bajo microscopio, según poblaciones morfológicas basadas en fracciones magnéticas.

Los cristales de circones son prismas cortos a tabulares, de relación axial máxima 2,5 a 1. Sus caras y aristas están bien desarrolladas, con terminaciones piramidales notables. Son transparentes, en algunos casos con zonación magmática paralela a las caras cristalinas externas, y presentan fracturas y diminutas inclusiones minerales granosas (*Figura 8-A*). Dos fracciones fueron sometidas a abrasión con pirita.

El ataque químico con agregado de trazador $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y la separación de U y Pb en columnas de intercambio iónico fue realizado según metodología detallada en Basei *et al.* (1995), en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, Universidad de San Pablo. Las relaciones isotópicas fueron medidas en espectrómetro de masas Finnigan MAT 262. Durante el período de análisis las medias de las razones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenidas en los análisis del patrón internacional NBS983 fueron respectivamente de $0,000368 \pm 0,000010$, $0,013617 \pm 0,000035$ y $0,071212 \pm 0,00009$. Para los cálculos de las concentraciones de U y Pb y de las razones $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ fue utilizado el software PBDAT, con las edades y la representación gráfica obtenidas mediante programa Isoplot/Ex (Ludwig, 2002).

En la *Tabla 5* se encuentran los datos analíticos U-Pb y en la *Figura 8-A* se muestra el diagrama de concordia. Las 5 fracciones analizadas se alinean en una recta discordia forzada a cero, y cortan a la curva concordia en una intercepción superior de 417 ± 6 (± 7) Ma. Los contenidos de U presentan escasa variación, entre 428 y 763 ppm, los cuales no muestran un esquema de aumento regular con el grado de discordia, que se esperaría de un proceso de pérdida de Pb reciente debida a metamictización (Mezger y Krogstad, 1997). Sin embargo, las 2 fracciones sometidas a abrasión son las que presentan menor grado de discordia, lo cual aseguraría la validez de la intercepción superior como edad de cristalización magmática.

A la luz de dicha edad de cristalización magmática, se puede reinterpretar las isocronas Sm-Nd y Rb Sr dadas en Sato *et al.* 2001 (reproducidas en la *Figura 8-B* y *C*), como edades disturbadas por la deformación sub-sólida que afectó al plutón. La isocrona Sm-Nd, de 348 ± 35 Ma, se halla construida a partir de datos correspondientes a 5 muestras de roca total de la serie monzonítica (plutón El Molle), más 4 separados minerales de la muestra NG-18. El recálculo realizado a partir de los datos de Sato *et al.* (2001) indican un epsilon Nd₍₄₁₇₎ de entre -2,5 y -3,1, y edades modelos T_{DM} calculados según DePaolo *et al.* (1991) de 1363-1405 Ma. En el caso del diagrama isocrónico Rb-Sr (*Figura 7-C*), la edad de 378 ± 48 Ma está dada por la alineación de 5 muestras de roca total, mayormente del plutón El Molle, con excepción de la muestra NG-16 de un dique longitudinal. El epsilon Sr₍₄₁₇₎ para cada roca total varía entre 37 y 44, lo que equivale a un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(417)}$ de alrededor de 0,707. Dichos parámetros del Nd y Sr indican una componente con cierta participación cortical para el origen del magma.

Las edades K-Ar en biotita (Sato *et al.*, 2001) de 380 ± 7 Ma para la muestra NG-18 del plutón El Molle y de 364 ± 7 Ma para la muestra NG-75-1 tomada de una milonita que corta al plutón Barroso, corresponderían a edades de enfriamiento, para cuando el sistema ha pasado por isothermas de alrededor de los 300°C , con posterioridad a la deformación del complejo plutónico. Además, se dan a conocer otras dos edades K-Ar en biotita de 379 ± 9 Ma (RQ-35-B) y de 414 ± 10 Ma (RQ-34) tomadas de milonitas de la Megacizalla Río de los Bayos-Funes, truncada por el plutón El Molle

(Tabla 6, Figura 3). La primera está dentro del rango de 380-348 Ma establecido para el enfriamiento post-deformación. La edad de 414 Ma, junto con su error, es cercana a la cristalización magmática de 417 Ma del plutón El Molle y posiblemente está disturbada por la intrusión. La edad de la milonita RQ-34 no se conoce con precisión, pero debe ser anterior a 417 Ma, ya que la megacizalla precede al plutón El Molle y no fue reactivada después del emplazamiento del cuerpo.

Discusión e interpretación

Estratigrafía ígnea. El Complejo Plutónico Río del Molle del oeste de las Sierras Pampeanas de San Luis está compuesto por tres cuerpos ígneos globosos y tres enjambres de cuerpos laminares, todos consanguíneos. La estratigrafía ígnea del complejo incluye, de más antiguo a más joven, a los plutones El Molle, Barroso y Villa de la Quebrada que son contemporáneos; le sigue el enjambre NO de diques longitudinales, luego los diques anulares y finalmente los cuerpos laminados sub-horizontales. El enjambre NNE de diques longitudinales que acompaña al plutón Villa de la Quebrada es groseramente coetáneo con éste, también pertenece al complejo y se desconoce su edad relativa respecto de los otros cuerpos. El emplazamiento contemporáneo de los plutones se sustenta en su carácter circular y las composiciones, texturas y estructuras magmáticas análogas. Además están separados por tabiques estrechos de caja metamórfica, lo cual sugiere la posibilidad que en profundidad exista la raíz de un batolito, que quizá reúne a los tres plutones en un solo cuerpo.

Composición modal y mezcla de magmas. Las rocas del complejo plutónico son bimodales, agrupándose en dos series, una monzonítica y otra granítica. En la primera, las monzonitas predominan sobre los gabros-dioritas y monzo-gabros/monzo-dioritas, y la granítica, menos abundante que la serie anterior, está compuesta por granitos y granodioritas, sin tonalitas. El contraste de composiciones de las rocas de la serie monzonítica entre sí, y de éstas con las granitoides sugieren procesos de mezcla de magmas de, al menos, tres componentes *o end members*, monzonítico, gábrico y granítico. Además, como aun se identifican parcelas de cada uno de ellos, en bandas de tamaños variados, la mezcla es heterogénea de tipo *mingling*.

La secuencia temporal de reunión de los tres componentes incluye dos posibilidades alternativas: (1) La mezcla del monzonítico con el gábrico precede a la interacción posterior de estos dos, ya mezclados, con el granítico. (2) La interacción simultánea de los tres *end-members*. De ambas, la primera alternativa parece ser la más efectiva para explicar la coalescencia de los magmas. Teniendo en cuenta la distribución de las rocas en el plutón El Molle, los granitoides contienen un tabique de monzonitas y gabros ya mezclados, con contactos netos y también graduales, mientras que entre estas rocas y las granitoides sólo hay contactos intrusivos mutuos (Figura 3). Además, las microtexturas de mezcla de la serie monzonítica indican procesos de cristalización en el magma máfico por enfriamiento brusco (bordes de microgabros adosados a las monzonitas) y de recalentamiento en el félsico de menor temperatura (disolución de bordes en plagioclasa), que no aparecen con los granitoides.

Carácter post-orogénico y deformación. La ubicación del Complejo Plutónico Río del Molle dentro del grupo post-orogénico está sustentada por la forma aproximadamente circular de los plutones, los diques anulares y el truncamiento de las estructuras NNE-NE ordovícicas de la caja. Además, uno de los cuerpos laminados sub-horizontales corta al plutón Pajarito, del grupo pre-orogénico, también del Ordovícico. Por otra parte el complejo está afectado por deformación dúctil heterogénea, citada por primera vez para el magmatismo post-orogénico de la Sierra de San Luis (González y Sato, 2000). La deformación y el dato U-Pb circón de 417 Ma de la cristalización magmática

del plutón El Molle permiten identificar al complejo como post-orogénico temprano, y además separarlo de los cuerpos netamente post-orogénicos del sector oriental de la sierra (batolito Las Chacras-Piedras Coloradas, plutones Renca, El Morro, La Totorá, etc.) que no están deformados y son más jóvenes (K-Ar, Rb-Sr y U-Pb 408-320 Ma, Lema, 1980; Brogioni, 1993; Varela *et al.*, 1994; Stuart-Smith, *et al.*, 1999; Siegesmund *et al.*, 2003).

La edad del enfriamiento posterior a la deformación dúctil sub-sólida del complejo plutónico se establece en el rango 380-348 Ma, sobre la base de datos Sm-Nd, Rb-Sr y K-Ar. Teniendo en cuenta este rango y la cristalización magmática del plutón El Molle, la edad máxima de la deformación del complejo queda comprendida entre 417 y 380 Ma (Silúrico tardío, parte terminal a Devónico medio, escala cronoestratigráfica de Remane, 2000) y se relacionaría con estadios iniciales de la Etapa Tardío a Post-orogénica Famatiniana.

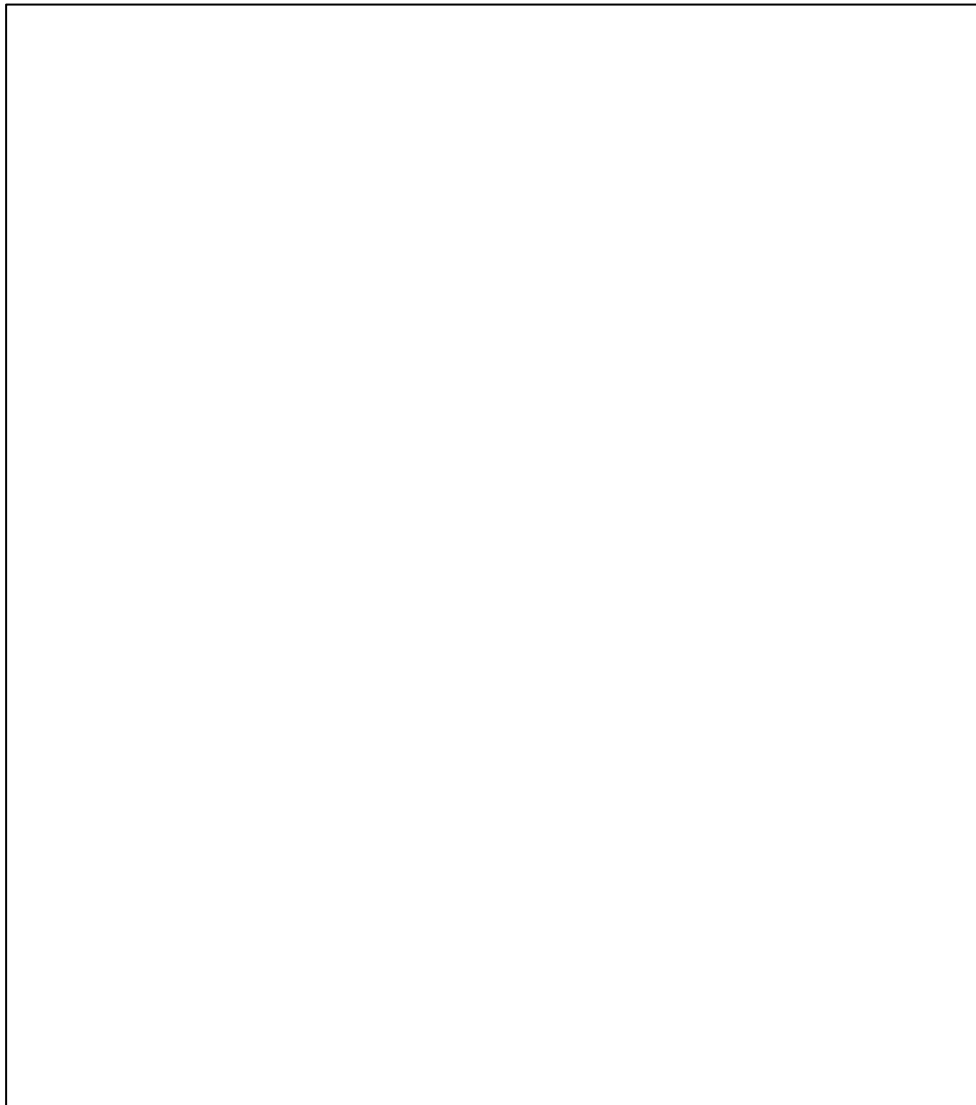


Fig. 8: A. Diagrama de concordia U-Pb de circones de la muestra NG-18 del Plutón El Molle. Ver ubicación de la muestra en el mapa de la Figura 3. B y C. Isocronas Sm-Nd y Rb Sr tomadas de Sato *et al.* (2001).

Estructuras mesoscópicas y microtexturas magmáticas. Las evidencias de flujo magmático de la mezcla en los plutones El Molle y Barroso son el bandeamiento composicional, el alineamiento paralelo a sub-paralelo de megacristales de microclino sin deformación interna (foliación magmática), la elongación de ejes mayores en enclaves microgranulares máficos y en *schlieren*. Todas estas estructuras ígneas son paralelas a sub-paralelas entre sí, acompañan la forma del borde nor-oriental del plutón Barroso y continúan en el nor-occidental de El Molle. En los cuerpos laminados sub-horizontales, el flujo magmático se exhibe con la estratificación magmática grosera y el alineamiento de feldespato potásico paralelos al piso y techo. De acuerdo con Vernon (2000, 2004 y referencias de estos dos trabajos), las estructuras ígneas citadas se forman por flujo magmático caracterizado por mecanismos de rotación de cristales en una "fase fundida", en etapas donde el magma es suficientemente viscoso para preservar el alineamiento. En el caso de los plutones El Molle y Barroso el flujo magmático es simultáneo y posterior a la coalescencia de los *end-members*, y las estructuras de flujo están bien preservadas en los bordes, donde la mezcla es más viscosa respecto de las partes internas, por el contraste térmico con la caja de menor temperatura. El bandeamiento composicional por flujo ígneo de una mezcla compleja parece ser una estructura común, más que una excepción, en muchos sistemas magmáticos (Seaman *et al.*, 1995).

En los sectores internos de los plutones El Molle y Barroso las evidencias de flujo magmático no son precisas porque la temperatura de la mezcla desciende lentamente, su viscosidad no aumenta drásticamente, y con ello los *end-members* siguen moviéndose y tienen más tiempo efectivo para interactuar y homogeneizar la mezcla. El resultado de este *mixing* es una roca monzodiorítica a monzogábrica híbrida, poco o no bandeada ni foliada, que aun retiene herencias texturales de las monzonitas y gabros.

Las evidencias microscópicas del desequilibrio mineralógico y textural producido por la mezcla de magmas son la coexistencia en una misma roca de dos feldespatos alcalinos (uno peritítico y otro antiperitítico), plagioclasa con zonación *patchy*, manteados rapakiwi y antirapakiwi en feldespatos, reacciones de minerales tardi-magmáticos que reemplazan a piroxeno, anfíbol y biotita, inclusiones máficas en rocas félsicas hospedantes, megacristales de feldespato alcalino en sectores máficos que los contienen, entre otros. Todas estas texturas caracterizan sistemas híbridos de mezcla de magmas tipo *mingling*, asociados a la interacción de, al menos, tres componentes durante distintos estadios del sistema magmático (Hibbard, 1981, 1995).

Microtexturas de deformación. Las evidencias de deformación dúctil sub-sólida del complejo incluyen la deformación interna de los feldespatos y las micas (maclas combadas y acuñadas, clivaje acodado, etc.), la recristalización del cuarzo, el estiramiento de los agregados micáceos y los minerales accesorios, entre otros. Por otra parte, el micro-fracturamiento frágil de feldespatos y micas asociado a las anteriores también son comunes en rocas ígneas afectadas por deformación sub-sólida (Vernon, 2000).

Los cuerpos del complejo plutónico exhiben evidencias concluyentes sobre el doble origen de sus texturas orientadas, por un lado las de flujo magmático de un *mingling* y por otro aquellas de deformación dúctil sub-sólida. Sin embargo, también hay evidencias de situaciones intermedias entre ambos casos extremos, como los pliegues del bandeamiento de flujo asociados a bandas de cizalla *S-C* locales, el paralelismo entre las foliaciones magmática y tectónica en algunos sectores de borde de los plutones, la recristalización de alta temperatura en el microclino (mantos alrededor de núcleos pre-existentes) y la cristalización de minerales tardi-magmáticos reemplazando a fases previas (p.ej. coronas de epidoto sobre los mafitos, anillo de monacita sobre apatita), entre otros, que indican la existencia de fundidos que se movilizan en forma simultánea con la deformación sub-

sólida (Paterson *et al.*, 1989; Bouchez *et al.*, 1992). Las estructuras formadas por este proceso son productos de “flujo sub-magmático” y son características de los plutones que se enfrían simultáneamente con una caja sometida a deformación regional (Paterson *et al.*, 1989; Vernon, 2000, 2004; Blenkinsop, 2000), como es el caso del Complejo Plutónico Río del Molle.

Condiciones térmicas del metamorfismo de contacto. La sillimanita fibrolítica indica condiciones de alto grado en facies de *hornfels* horblendíferos, y presiones bajas a medias, para el metamorfismo local de contacto del complejo plutónico. La blastesis de la fibrolita, como único silicato de aluminio estable en una paragénesis de contacto, es común en las aureolas térmicas sobrepuestas a deformación y metamorfismo regional en facies anfibolita alta (ver síntesis de ejemplos mundiales en Pattison y Tracy, 1991), como ocurre con el Complejo Metamórfico Nogolí. En estos casos, su formación se favorece porque la roca de caja pasó el pico orogénico, pero aún retiene (o al menos está cerca de-) las condiciones de P y T de éste. Además, su estabilidad se beneficia cuando existe un rango pequeño de edad entre el pico orogénico de la caja y la intrusión del cuerpo. Para el complejo plutónico este rango es de ~28 Ma, entre la edad más joven de 445 Ma del clímax orogénico del Complejo Metamórfico Nogolí (Sato *et al.*, 2003) y la intrusión del plutón El Molle a los 417 Ma.

Ubicación del Complejo en el contexto del arco magmático Famatiniano. La Orogenia Famatiniana (Cámbrico Tardío-Devónico) de las Sierras Pampeanas se relaciona con un modelo colisional (Ramos, 1988; Dalla Salda *et al.*, 1992), donde un terreno alóctono lauréntico fue adosado al margen proto-Pacífico de Gondwana durante el Ordovícico (ver *inset* de la Figura 2). La colisión afectó tanto al alóctono, que ya acarrea procesos tectono-metamórficos del ciclo Grenville (Mesoproterozoico), como al borde autóctono también deformado y metamorfozado previamente durante el ciclo Pampeano (Cámbrico Temprano-Medio). Dentro de este esquema geodinámico, el orógeno Famatiniano se caracteriza por la implantación de un arco magmático a lo largo del borde autóctono, desarrollado entre la Puna y las Sierras Pampeanas, deformación dúctil compresiva y metamorfismo regional de bajo a alto grado asociados. En las Sierras Pampeanas de San Luis, el eje orogénico Famatiniano del sector occidental se caracteriza por el pico de actividad del arco magmático Ordovícico, que coincide con el clímax de metamorfismo y deformación para la misma edad. El carácter post-orogénico temprano del Complejo Plutónico Río del Molle, respecto de la Fase Principal, se relaciona con su ubicación en el eje orogénico Famatiniano, pero como un magmatismo post-colisional. La formación de magmas monzoníticos es común en estadios transicionales entre el cese del magmatismo calcoalcalino de arco y la aparición de los netamente post-orogénicos, derivados del engrosamiento de la corteza en el episodio colisional (Liegeois *et al.*, 1998; Bonin *et al.*, 1998; Eklund *et al.*, 1998). A pesar de su carácter post-colisional, estos magmas monzoníticos también se caracterizan por su deformación dúctil sub-sólida, dado que aun están sometidos a la actividad orogénica del arco (López-Moro y López-Plaza, 2004).

El carácter netamente post-orogénico de los batolitos y plutones del sector oriental de San Luis, no afectados por deformación dúctil y más jóvenes, está posiblemente relacionado con la ubicación de los cuerpos hacia el este del eje orogénico Famatiniano (Figura 1). Existe un rango de ~9 Ma, entre la cristalización magmática de 417 Ma (Silúrico Tardío) del plutón El Molle y la edad más antigua de 408 Ma (Devónico Temprano, Brogioni, 1993) para el batolito Las Chacras-Piedras Coloradas, donde posiblemente se habría producido la migración del magmatismo post-orogénico de San Luis, desde el oeste hacia el este, cambiando las relaciones estructurales con las rocas de caja desde post-orogénico temprano y deformado, hasta netamente post-orogénico.

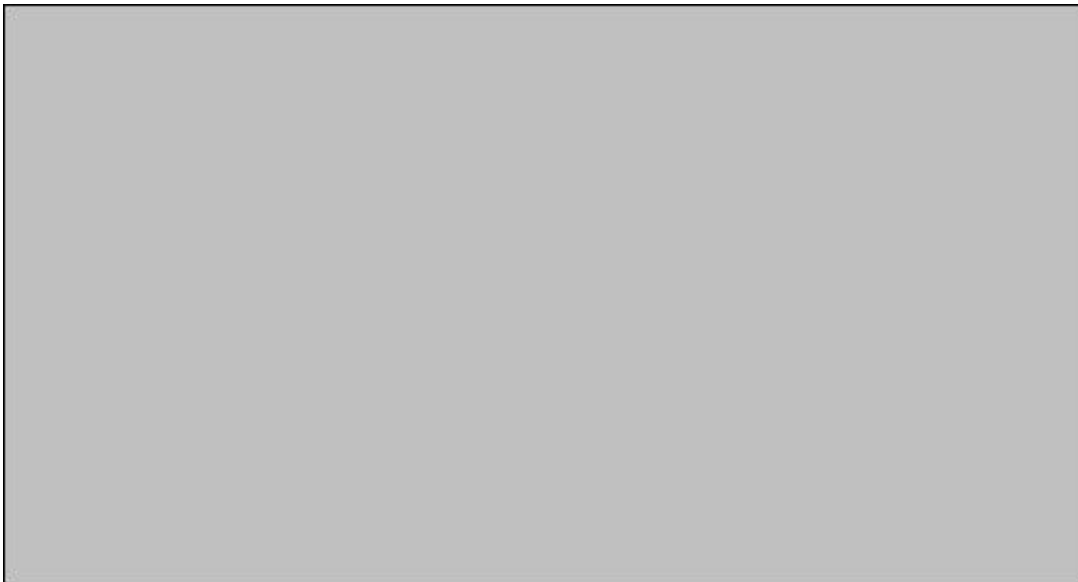
Conclusiones

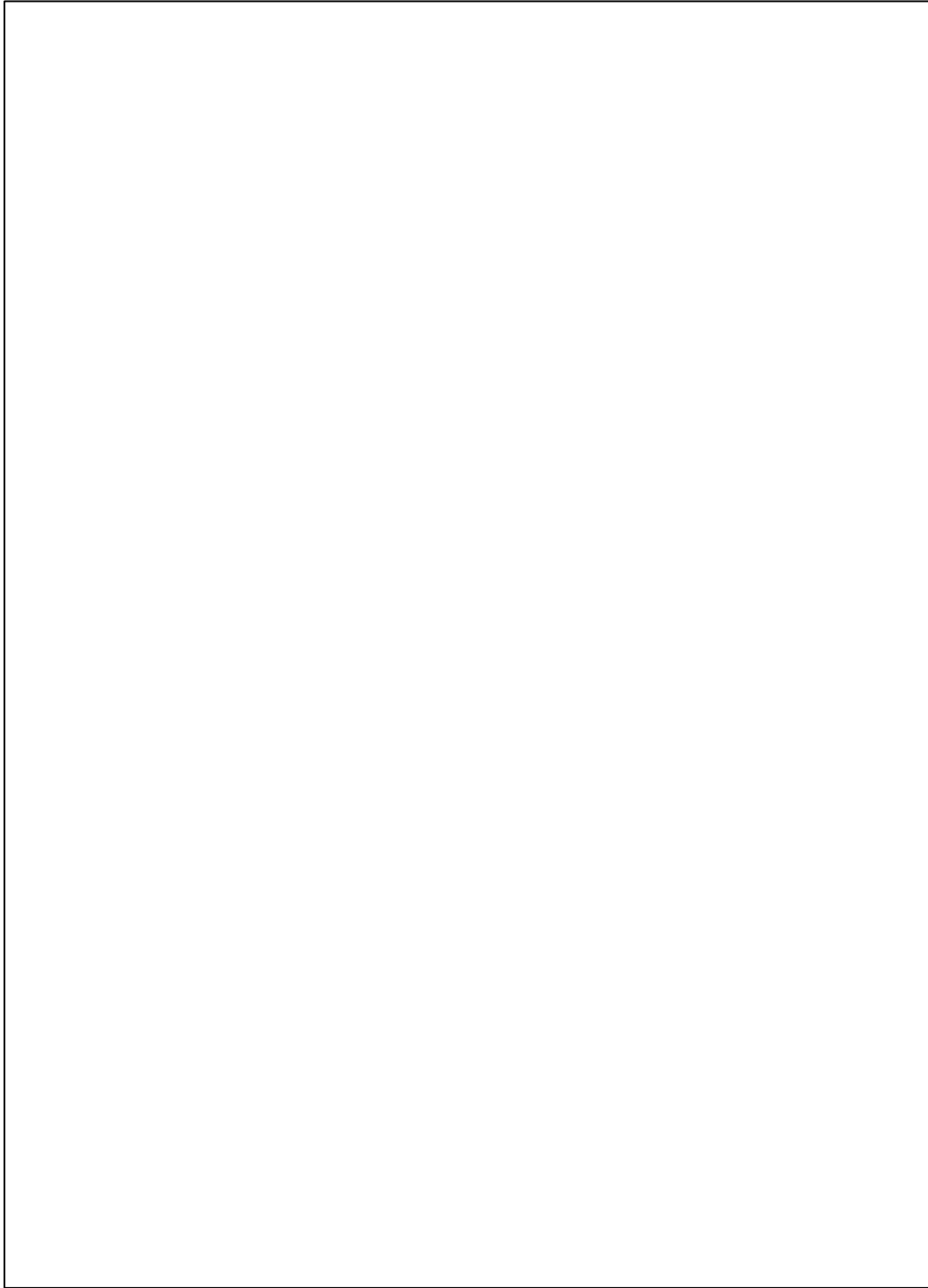
El Complejo Plutónico Río del Molle es el único representante del magmatismo post-orogénico de San Luis reconocido hasta el momento en el sector occidental de la sierra. Se emplaza en el eje orogénico Famatiniano, en rocas de caja metamórficas ya estructuradas y metamorfizadas durante la Fase Orográfica Principal (476-445 Ma), y está afectado por deformación dúctil relacionada con la Etapa Tardía a Post-orogénica (414-364 Ma).

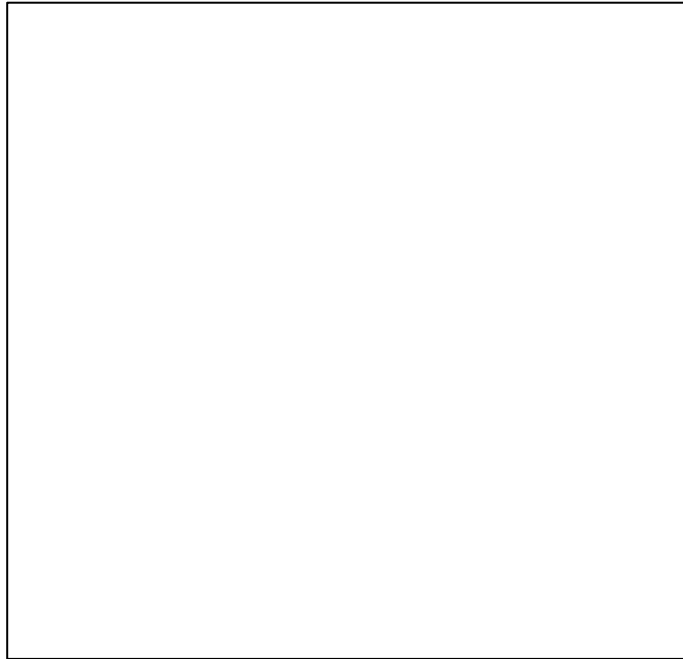
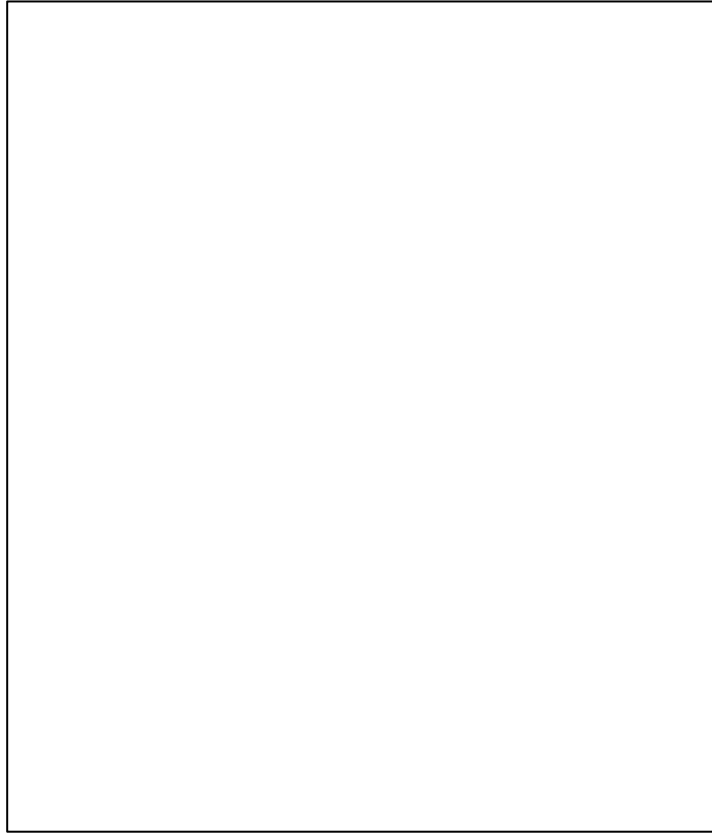
La intrusión del complejo involucra varios estadios que, de más antiguo a más joven, son el emplazamiento contemporáneo de los plutones El Molle, Barroso y Villa de la Quebrada (con sus diques asociados), le sigue el enjambre NO de diques longitudinales, luego los diques anulares y finalmente los cuerpos laminados sub-horizontales. El dato U-Pb circón de 417 Ma del plutón El Molle permite acotar la edad del complejo plutónico al Silúrico Tardío, y además ubicarlo como el más antiguo dentro de los post-orogénicos de San Luis. La edad de la deformación se encuentra entre 417 Ma y el rango de datos Sm-Nd, Rb-Sr y K-Ar de 380-348 Ma, establecido para el enfriamiento post-deformación. El complejo plutónico tiene características geológicas transicionales entre los granitoides pre-orogénicos del arco y los netamente post-orogénicos del sector oriental.

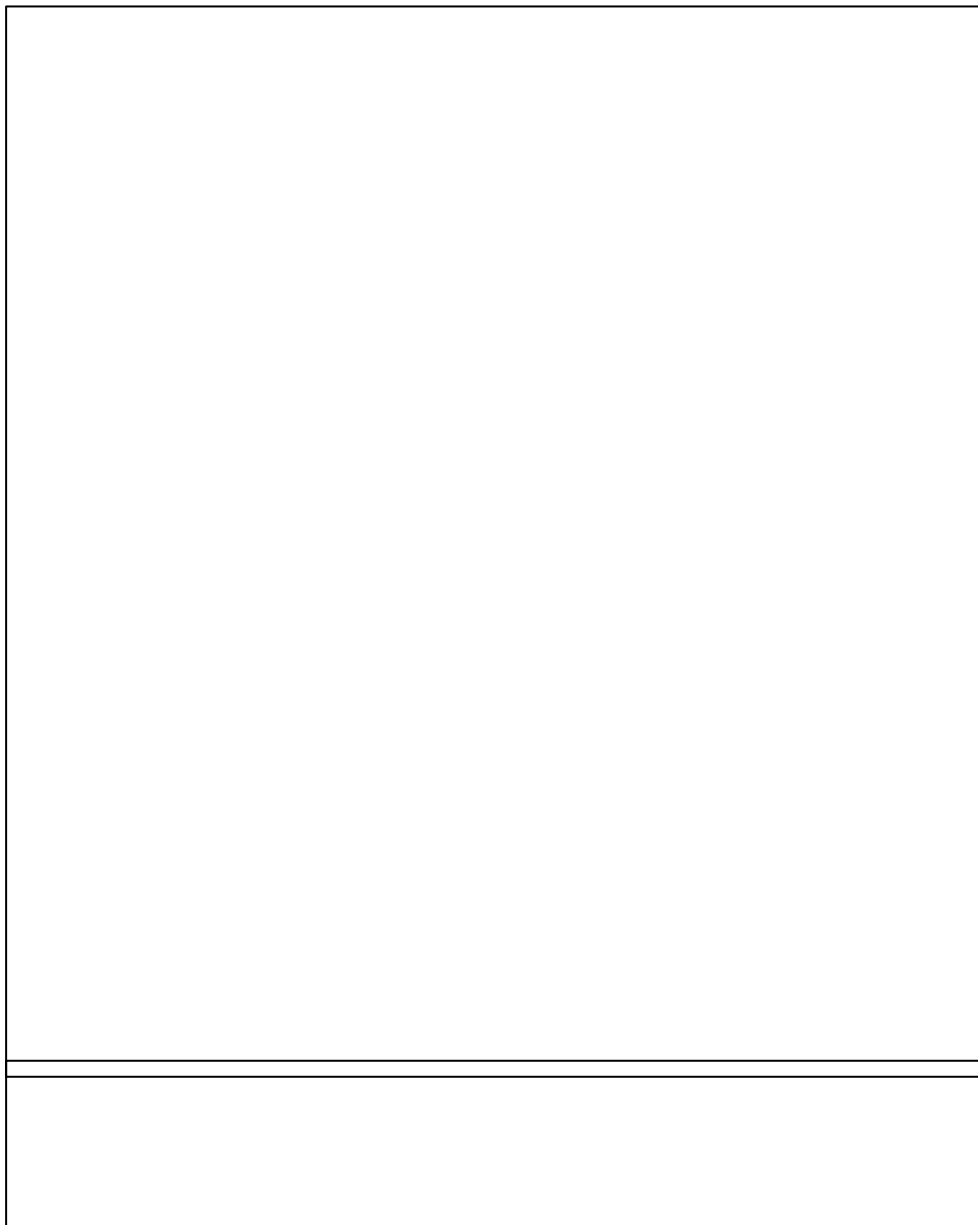
El complejo está compuesto por una asociación bimodal de rocas agrupadas en dos series, una monzonítica (monzonita-monzodiorita-gabro) que predomina sobre otra granítica (granodiorita-granito), y relacionadas a mezcla de magmas tipo *mingling* de, al menos, tres componentes (monzonítico, gábrico y granítico), y fases híbridas producidas por *mixing*. La coalescencia de los magmas incluye un primer estadio de mezcla entre el monzonítico y el gábrico, y luego una segunda etapa donde el granítico se reúne a éstos dos ya mezclados. La interacción de fundidos félsicos y máficos es un proceso geológico común en las suites orogénicas de arco, más que una excepción.

Agradecimientos: A F. Pérez, J. Calderón y J. Jofré, y sus respectivas familias, deseamos expresarles nuestro sincero agradecimiento por la hospitalidad que recibimos durante los numerosos trabajos de campo realizados en Nogolí y alrededores. También agradecemos de forma especial a Ariel Ortiz Suárez, Carlos Costa, Andrés Carugno Durán y demás miembros del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis, por el apoyo humano y logístico recibido durante las campañas a la Sierra de San Luis. El agradecimiento al Dr. Alejandro Toselli por su invitación para participar en este volumen de la Serie Correlación Geológica del INSUGEO. La Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP-11/N435) y el CONICET (PIP-5855) proveyeron los fondos necesarios para realizar los trabajos de campo, gabinete y laboratorio.









Bibliografía

- Basei, M.A., Siga Jr., O., Sato, K. y Sproesser, W.M. 1995. A metodología Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(2): 221-236.
- Blenkinsop, T. 2000. *Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherland. 150 pp.

- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F. y Ferrag, S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraint and geodynamic settings. *Lithos*, 45: 45-70.
- Bouchez, J., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A., y Cuney, M. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20: 35-38.
- Brogioni, N. 1993. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geocronología Rb-Sr y ambiente tectónico. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 54-60. Mendoza.
- DePaolo, D.J., Linn, A.M. and Schubert, G. 1991. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96: 2071-2088.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in the southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20: 617-620.
- Eklund, O., Konopelko, D., Rutanen, H., Fröjdö, S. y Shebanov, A. 1998. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield. *Lithos*, 45: 87-108.
- González, P.D. 2003. Estructura, metamorfismo y petrología del basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de San Luis entre Nogolí y Gasparillo. *Tesis Doctoral Inédita N° 817*. Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP). 446 pp.
- González, P. y Sato, A. 2000. Los plutones monzoníticos cizallados El Molle y Barroso: dos nuevos intrusivos pos-orogénicos en el oeste de las sierras de San Luis, Argentina. *9° Congreso Geológico Chileno*, 1 (sesión temática 4): 621-625. Puerto Varas.
- González, P.D., Sato, A., Basei, M.A., Vlach, S. y Llambías, E. 2002. Structure, metamorphism and age of the Pampean-Famatinian Orogenies in the western Sierra de San Luis. *15° Congreso Geológico Argentino*, 2: 51-56. El Calafate, Santa Cruz.
- González, P.D., Sato, A., Llambías, E., Basei, M. y Vlach, S. 2004. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of western Sierra de San Luis (Argentina), in relation to Cuyania accretion. *Gondwana Research*, 7 (4): 1157-1170.
- Hibbard, M. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 158-170.
- Hibbard, M. 1995. *Petrography to petrogenesis* Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 587 pp.
- Lema, H. 1980. Geología de los afloramientos del arroyo Peñas Blancas, sierra de Yulto, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35: 147-150.
- Lemayre, J., 1987. Granites and evolution of the crust. *Revista Brasileira de Geociencias*, 17 (4): 349-359.
- Liégeois, J., Navez, J., Hertogen, J. y Black, R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45: 1-28.
- López-Moro, F. y López-Plaza, M. 2004. Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabbro to granite magmas. *Lithos*, 72: 19-44.
- Ludwig, K.R. 2002. Using Isoplot/Ex. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication*, (1). Berkeley.
- Llambías, E., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: R. Pankhurst y C. Rapela (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publications, 142: 325-341.
- Mezger, K. y Krogstad, E.J. 1997. Interpretation of discordant U-Pb circón ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, 15: 127-140.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos*, 48: 269-277.
- Paterson, S. Vernon, R. y Tobisch, O. 1989. A review of the criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoides. *Journal of Structural Geology*, 11: 349-363.
- Pattison, D. y Tracy, R. 1991. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. En: C. Kerrick (Ed.), *Contact metamorphism, Reviews in Mineralogy*, 26: 105-226. Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Ramos, V. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a collisional history. *Episodes*, 11: 168-173.
- Remane, J. 2000. Explanatory note to the International Stratigraphic Chart. UNESCO-*International Union of Geological Sciences*, 16 p.
- Sato, A.M., Ortiz Suárez, A., Llambías, E., Cavarozzi, C., Sánchez, V., Varela, R. y Prozzi, C. 1996. Los plutones Pre-Oclóyicos del Sur de la Sierra de San Luis: Arco Magmático al inicio del Ciclo Famatiniano. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 259-272. Buenos Aires.
- Sato, A., González, P.D. y Sato, K. 2001 a. First indication of Mesoproterozoic age from the western basement of Sierra de San Luis. *3° South American Symposium on Isotope Geology*. Extended Abstracts Volume (CD): 241-244. Sociedad Geológica de Chile, Santiago.
- Sato, A.M., González, P.D., Petronillo, L.A., Llambías, E.J., Varela, R. y Basei, M.A., 2001 b. Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar age constraints of the El Molle and Barroso plutons, western Sierra de San Luis, Argentina. *3° South American*

- Symposium on Isotope Geology*, Extended Abstract Volume (CD), 241-244, Sociedad Geológica de Chile, Santiago.
- Sato, A.M., González, P.D. y Llambías, E.J. 2002. The Ordovician of Sierra de San Luis: Famatinian magmatic arc and low to high-grade metamorphism. En: F.G. Aceñolaza (Ed.), *Aspects on the Ordovician System of Argentina*, INSUGEO, Serie Correlación Geológica N° 16: 327-346. San Miguel de Tucumán.
- Sato, A., González, P.D y Llambías, E. 2003 a. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (4): 487-504.
- Sato, A.M., González, P.D., Basei, M., Passarelli, C., Tickyj, H. y Ponce, J. 2003 b. The Famatinian granitoids of the southwestern Sierra de San Luis, Argentina. *4° South American Symposium on Isotope Geology*, Actas 1: 290-293. Salvador, Brasil.
- Sato, A.M., González, P.D., Basei, M.A., Passarelli, C.R., Petronilho, L.A., Sato, K., Vlach, S.R.F., Varela, R. y Llambías, E. 2004. The Famatinian Orogeny of Western Sierra de San Luis, Argentina: Isotopic features. *Simposio 40 Anos de Geocronología No Brasil. Boletim de Resumos*, p. 83. Sao Paulo, Brasil.
- Sato, A.M., González, P.D. y Basei, M.A. 2005. Los ortogneises granodioríticos del Complejo Metamórfico Nogolí, Sierra de San Luis. *16° Congreso Geológico Argentino*, Actas 1: 41-48. La Plata, Buenos Aires.
- Sato, A.M, González, P.D., Basei, M.A., Llambías, E. 2006. U-Pb ages of komatiitic rocks from Sierra de San Luis, Argentina. *5° South American Symposium on Isotope Geology*, Actas, Punta del Este. Uruguay. En prensa.
- Seaman, S., Scherer, E. y Standish, J. 1995. Multistage magma mingling and the origin of flow banding in the Aliso lava dome, Tumacacori Mountains, southern Arizona. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B5): 8381-8398.
- Siegesmund, S., Steenken, A., López de Luchi, M., Wemmer, K., Hoffmann, A. y Mosch, S., 2003. The Las Chacras - Potrerillos batholith (Pampean Ranges, Argentina): structural evidences, emplacement and timing of the intrusion. *International Journal of earth Sciences (Geologische Rundschau)*. Paper 10.1007/s00531-003-0363-6.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe Geológico y Metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. *Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR)*, Anales 28. 148 p., Buenos Aires.
- Söllner, F., Brodtkorb, M., Miller, H., Pezzutti, N. y Fernández, R., 2000. U-Pb zircon ages of metavolcanic rocks from the Sierra de San Luis, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55: 15-22.
- Steiger, R.H. y Jäger, E. 1977. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3): 359-362.
- Stuart-Smith, P.G., Camacho, A., Sims, J., Skirrow, R., Lyons, P., Pieters, P., Black, L. y Miró, R. 1999. Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras pampeanas, Argentina: Implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. En: V. Ramos y J. Keppie (Eds.), *Laurentia-Gondwana connection before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336: 87-114.
- Varela, R., Llambías, E., Cingolani, C. y Sato, A.M. 1994. Datación de algunos granitoides de la Sierra de San Luis (Argentina) e interpretación evolutiva. *7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1249-1253. Concepción.
- Vernon, R. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*, 5(2): 1-23. Springer, Berlín.
- Vernon, R. 2004. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 594pp.
- von Gosen, W., 1998 a. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas/Argentina)-structural and metamorphic relations. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 79-109.
- von Gosen, W., 1998 b. Transpressive deformation in the southwestern part of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 233-264.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean Margin of Gondwana. En: R. Pankhurst y C. Rapela (Eds), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publication, 142: 235-258.
- von Gosen, W., Loske, W. y Prozzi, C. 2002. New isotopic dating of intrusive rocks in the Sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history of the Eastern Sierras Pampeanas. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 237-250.

Recibido: 16 de Febrero de 2006

Aceptado: 4 de Julio de 2006

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).
- 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:

- La totalidad del texto en letra Garamond.
- 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). Tamaño 10, justificado a la izquierda.
- Dirección postal y organismo al que pertenecen, incluido el correo electrónico. Cuerpo 8.
- 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. Cuerpo 8.
- “Palabras clave” y “key words” (no más de ocho), separadas por puntos. Cuerpo 8.
- El texto será presentado a doble espacio, letra tamaño 12, con márgenes amplios a la derecha.
- 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 *italica (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 - Julio 2006

Tel.: (0381) 4232208

E-mail: editmagna@hotmail.com

info@edicionesmagna.com.ar

www.edicionesmagna.com.ar

