

Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado

Ana M. SATO¹, Pablo D. GONZÁLEZ² y Eduardo J. LLAMBÍAS³

Universidad Nacional de La Plata, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 644, 1900 – La Plata, Argentina.

¹ Conicet, E-mail: sato@cig.museo.unlp.edu.ar

² E-mail: gonzapab@cig.museo.unlp.edu.ar

³ Conicet, E-mail: llambias@cig.museo.unlp.edu.ar

RESUMEN. Se ha realizado una revisión integral de la información geológica para el basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de San Luis y esto permite elaborar un modelo de evolución dividido en tres etapas: 1) Procesos pre-famatinianos: Sedimentación siliciclástica original, con intercalaciones de lavas máficas a ultramáficas y depositación de estratos de Fe bandeado. Su edad podría ser precámbrica. Son escasos los controles isotópicos pampeanos para la estructuración relicta NO y el metamorfismo asociado. Por otro lado, se verifica una sedimentación durante el ciclo Pampeano. 2) Ciclo orogénico Famatiniano, fase principal: Es la que imprime los rasgos más notables del basamento. El arco magmático famatiniano se instala ya con anterioridad a los 507 Ma (Cámbrico medio), y el Ordovícico constituye el apogeo de las actividades ígneas, tectónicas y metamórficas regionales. Se deforman los granitoides junto con su roca de caja, y se estructura la sierra mediante foliación penetrativa de rumbo NNE. 3) Ciclo Famatiniano, etapa tardía a posorogénica: Entre el Silúrico y el Carbonífero temprano las actividades orogénicas son de relevancia menor. Los esfuerzos compresivos finales se disipan a través de grandes zonas de cizalla dúctil, yuxtaponiendo y exhumando las fajas de rocas metamórficas. Se emplazan a su vez, granitoides tardío- a posorogénicos. Desde el punto de vista regional, la deformación ordovícica de las Sierras Pampeanas fue vinculada a colisión de terrenos. La Sierra de San Luis se ubica en el margen proto-andino del autóctono de Gondwana, en donde se instaló el arco magmático. La deformación ordovícica afectó tanto a este borde de Gondwana como diferencialmente al basamento mesoproterozoico del terreno acrecionado de Cuyania, ubicado al oeste. Hacia el este de la Sierra de San Luis, la Sierra de Córdoba ya no fue directamente involucrada en el eje orogénico famatiniano, por lo cual en ella se preservan muy bien todos los procesos pampeanos.

Palabras clave: *Ciclo orogénico famatiniano, Fase oclóyica, Ciclo orogénico pampeano, Sierras Pampeanas Orientales.*

ABSTRACT. *Evolution of the Famatinian orogen in the Sierra de San Luis: arc magmatism, deformation, and low to high-grade metamorphism.* In this geological review of the igneous-metamorphic basement of the Sierra de San Luis we recognize the following three-stage evolution: (1) Pre-Famatinian processes: Initial siliciclastic sedimentation of possible Precambrian age, with interbedded mafic to ultramafic lavas and banded iron formations. Only a few isotopic dates constrain the remnant northwest-trending deformation and associated metamorphism within the Pampean cycle. An additional sedimentary process is also identified within this cycle. (2) Famatinian orogenic cycle, main phase: this was responsible for delineating the most important features of the Sierra de San Luis basement. The Famatinian magmatic arc had already been active since Mid-Cambrian times (507 Ma), and the Ordovician was the climax of the magmatism, tectonism and metamorphism. The granitoids were deformed together with the country rock, and the entire Sierra de San Luis was affected by penetrative NNE-trending foliations. (3) Famatinian cycle, late- to post-orogenic phase: the orogenic activity decreased during Silurian to Early Carboniferous times. Final compression was concentrated through ductile shear zones that led to the juxtaposition and exhumation of metamorphic rock strips. The late- to postorogenic granitoids were also emplaced at this stage. From the regional viewpoint, the Ordovician deformation in Sierras Pampeanas was associated with terrane collision. The Sierra de San Luis was located at the proto-Andean margin of the Gondwana autochthon, where the magmatic arc was emplaced. The Ordovician deformation affected both the Gondwana margin and the Mesoproterozoic basement of the accreted Cuyania terrane, located to the west. To the east of Sierra de San Luis, the Sierra de Córdoba was not directly involved in the main famatinian orogenic axis, and therefore, all the Pampean processes were well preserved there.

Key words: *Famatinian orogenic cycle, Oclóyic phase, Pampean orogenic cycle, Eastern Sierras Pampeanas.*

Introducción

El ciclo orogénico Famatiniano fue originalmente definido por Aceñolaza y Toselli (1976) para caracterizar la evolución geológica del centro y noroeste de la Argentina en el lapso comprendido entre el Cámbrico

medio y el Devónico tardío – Carbonífero temprano. Su límite inferior se halla bien acotado para los estratos superficiales por la discordancia angular que separa el Grupo Mesón (Cámbrico medio a superior) de la Formación Puncoviscana (Proterozoico superior – Cámbrico inferior, ciclo Pampeano) en la Cordillera Oriental. Sin

embargo, este límite es más difícil de precisar cuando se involucran rocas metamórficas formadas a mayores profundidades (Aceñolaza *et al.* 2000), como en el sur de las Sierras Pampeanas. Los eventos principales del ciclo Famatiniano en el basamento de las Sierras Pampeanas son asociados a un proceso colisional (Ramos 1988; Dalla Salda *et al.* 1992), que llevó a la acreción de un terreno alóctono en el margen protoandino de Gondwana. El clímax magmático, metamórfico y deformacional ocurrió durante el Ordovícico, afectando diferencialmente al borde de Gondwana y al terreno acrecionado. Dicho terreno alóctono ha sido propuesto con denominaciones diferentes, como "Occidentalía" (Dalla Salda *et al.* 1992), "Cuyania" (Ramos *et al.* 1996), "Precordillera" (Astini *et al.* 1995), o "Texas Plateau" (Dalziel 1997), y de acuerdo a los sucesivos trabajos, se extendería por lo menos desde los 29° hasta los 36° de latitud sur, comprendiendo las Sierras Pampeanas Occidentales, Precordillera, Bloque de San Rafael y Bloque de Las Matras. La actividad orogénica famatiniana sobre el autóctono de Gondwana puede observarse fundamentalmente en las rocas metamórficas e ígneas del basamento de las Sierras Pampeanas Orientales y del Bloque del Chadileuvú, ubicados hacia el este del terreno acrecionado. Sin embargo, esta actividad orogénica puede ser observada también tanto hacia el norte como hacia el sur. Su extensión septentrional se halla en los niveles supracorticales del Noroeste Argentino (granitoides, metamorfitas de bajo grado, sedimentitas y volcanitas de Cordillera Oriental y Puna), mientras hacia el sur del Bloque del Chadileuvú también se la encuentra en el basamento de los Macizos Norpatagónico y del Deseado (metamorfitas y granitoides).

La Sierra de San Luis, ubicada en la porción suroeste de las Sierras Pampeanas Orientales (en base a la propuesta de división de las Sierras Pampeanas de Caminos 1979), constituye un claro ejemplo de la actividad orogénica Famatiniana del borde sudoeste del continente de Gondwana. Abundantes emplazamientos de granitoides, acompañados por una deformación penetrativa que originó una estructuración en dirección NNE, así como de un metamorfismo que varía de bajo a alto grado, son los principales procesos ocurridos durante el desarrollo de la fase orogénica principal, mayormente en el Ordovícico. Entre el Silúrico y el Carbonífero temprano sólo se registraron eventos de menor importancia orogénica, como son la formación de grandes zonas de cizalla dúctil y el emplazamiento de granitoides tardío- a posorogénicos, sin un metamorfismo regional asociado. Todos estos procesos afectaron a un sustrato compuesto por rocas metamórficas ya estructuradas y rocas sedimentarias sin deformar depositadas en procesos anteriores al Ordovícico.

En la presente síntesis sobre el basamento de la Sierra de San Luis realizaremos una sucinta descripción geológica de las unidades metamórficas e ígneas que lo componen y su caracterización estructural, y da-

remos los controles temporales existentes. Con ello mostraremos un panorama de la evolución orogénica famatiniana en dicha sierra, analizaremos los posibles ciclos orogénicos intervinientes en el sustrato pre-famatiniano y realizaremos comparaciones regionales y tectónicas.

Los antecedentes bibliográficos sobre la Sierra de San Luis son numerosos y cubren amplios aspectos del conocimiento geológico. Debido a ello, mencionaremos aquí sólo los principales trabajos de carácter integral, como los siguientes: Kilmurray y Dalla Salda (1977); Gordillo y Lencinas (1979); Kilmurray y Villar (1981); Criado Roqué *et al.* (1981); Ramos (1991); Ortiz Suárez *et al.* (1992); Llambías *et al.* (1998); von Gosen y Prozzi (1998); Sims *et al.* (1998); Brodtkorb y Ortiz Suárez (1999); Sato *et al.* (2002).

Geología de la Sierra de San Luis

El basamento de la Sierra de San Luis se compone de rocas metamórficas e ígneas. Su control estratigráfico superior está dado por la sedimentación de la Formación Bajo de Véliz, del Carbonífero superior (Azcuy *et al.* 1987), cuyos estratos se apoyan en discordancia angular sobre las rocas metamórficas.

En el mapa de la figura 1 se han sintetizado las diferentes unidades metamórficas e ígneas, en base a la literatura existente y a las observaciones propias. Las rocas metamórficas afloran en fajas meridianas (Fig. 1) constituyendo complejos de bajo hasta alto grado. Los contactos entre ellas son principalmente tectónicos, mediante zonas de cizalla dúctil de dirección N a NNE y de variado espesor. Con menor frecuencia se aprecian pasajes transicionales, como en los casos de las unidades de menor grado metamórfico.

Tanto las fajas de rocas de bajo grado como las de alto grado comparten una estructuración penetrativa subvertical de dirección NNE, cuyos controles temporales indican que se originaron por la deformación principal famatiniana (principalmente ordovícica), a la que se asoció un metamorfismo de variado grado. Para las fajas de menor grado metamórfico (Formación San Luis y Grupo Micaesquistos) dicha deformación penetrativa corresponde al único evento deformativo registrado. Sin embargo, para las fajas de mayor grado (Complejos Metamórficos Nogolí, Pringles y Conlara), ésta corresponde al segundo evento deformativo, ya que en ellas se preservan en forma esporádica remanentes de una estructuración anterior, de dirección NO, a los cuales se asocian también paragénesis metamórficas previas. Estas estructuras y metamorfismos relicticos fueron descriptos como pre-famatinianos (González y Llambías 1998; von Gosen y Prozzi 1998), y atribuidos al ciclo Pampeano previo (Criado Roqué *et al.* 1981; Kilmurray y Dalla Salda 1977). Dentro de uno de estos complejos de mayor grado se ha identificado una faja de afloramientos de rocas máficas a ultramáficas (Faja San Fran-

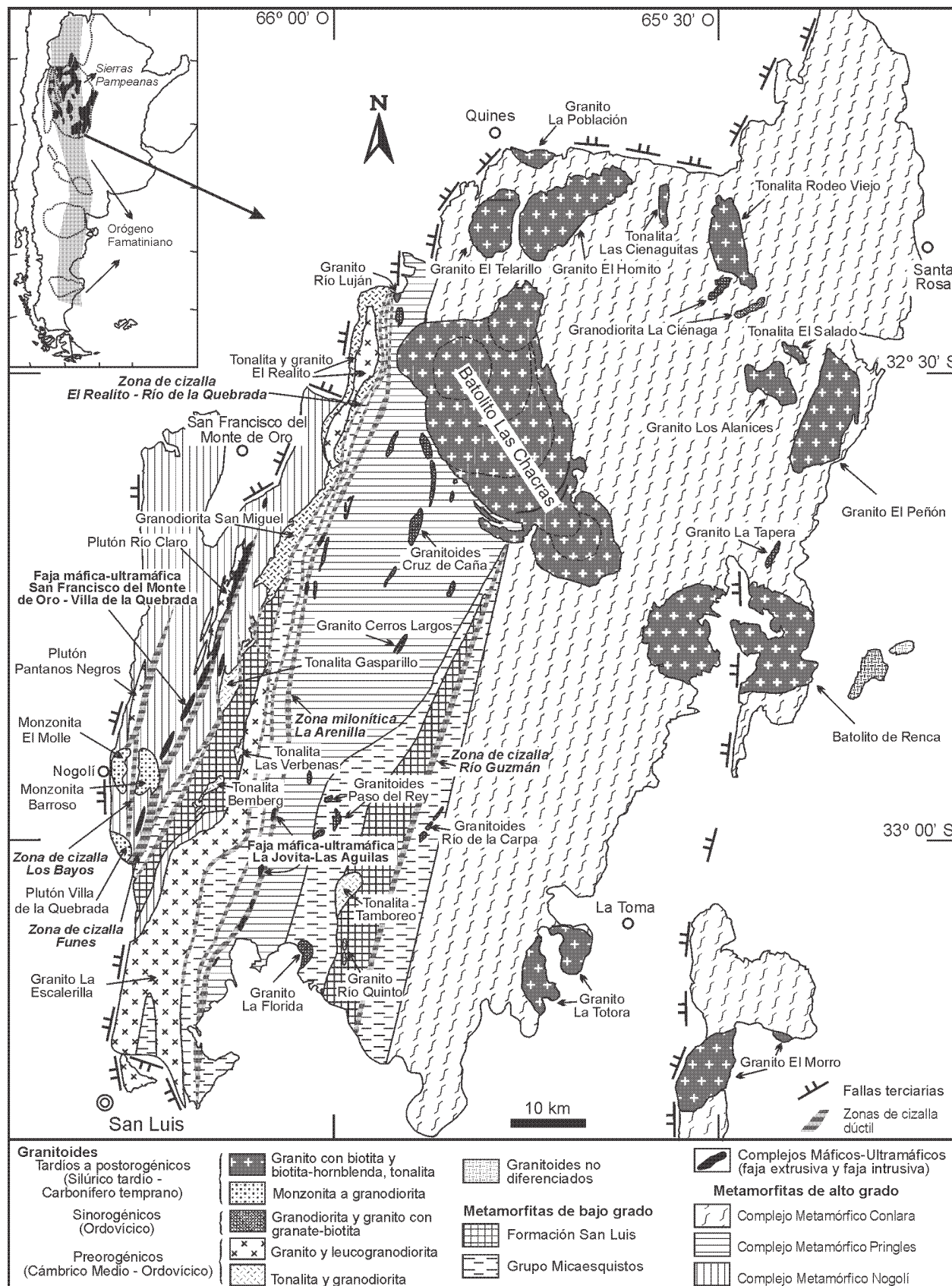


Figura 1: Mapa geológico del basamento de la Sierra de San Luis. Basado en Ortiz Suárez *et al.* 1992; Llambías *et al.* 1998; von Gosen y Prozzi 1998; Sims *et al.* 1998; González y Sato 2000; Sato *et al.* 2002.

cisco del Monte de Oro – Villa de la Quebrada), que corresponde a intercalaciones volcánicas dentro del protolito volcano-sedimentario.

Dentro de los componentes plutónicos del basamento se distinguen intrusivos félsicos hasta máficos y ultramáficos. Los granitoides fueron clasificados como pre-, sin- y postectónicos (o posorogénicos), con respecto a la deformación penetrativa famatiniana (Ortiz Suárez *et al.* 1992; Llambías *et al.* 1998), y las edades disponibles indican que se tratan de plutones emplazados durante el desarrollo de la orogenia Famatiniana. Los intrusivos máficos a ultramáficos constituyen otra faja independiente de rocas de esta composición (Faja La Jovita – Las Águilas), que se emplazaron en estrecha relación con la deformación penetrativa famatiniana.

Para los fines descriptivos de las rocas metamórficas, se diferenciará la deformación penetrativa famatiniana (de dirección NNE) de la deformación relíctica pre-famatiniana (NO) con los subíndices “F” y “pF”.

Complejos metamórficos

Complejo Metamórfico Nogolí

Su denominación corresponde a Sims *et al.* (1997), y fue referido también como Complejo Basamental Occidental (von Gosen y Prozzi 1998). Se halla yuxtapuesto a las rocas de la Formación San Luis y del Grupo Micaesquistos que afloran hacia el este mediante una zona de cizalla dúctil de alcance regional (zona de cizalla El Realito – Río de la Quebrada). Se compone principalmente de esquistos micáceos, metacuarcitas, paragneises y migmatitas; en menor proporción de ortoanfibolitas, komatiitas a basaltos toleíticos metamorfizados, mármoles, rocas calcosilicáticas y estratos de hierro bandeado (Ortiz Suárez 1999; González 2000; González *et al.* 2002a, 2002b). Es de particular interés el hacer notar la asociación litológica de komatiitas con depósitos de Fe bandeado, propia de terrenos precámbricos.

En su deformación participan dos conjuntos estructurales: a) foliaciones relícticas NO ($S_{0\text{pF}}$ a $S_{3\text{pF}}$), atribuidas a eventos pre-famatinianos, y b) foliaciones penetrativas NNE ($S_{4\text{F}}$), asignadas a los eventos famatinianos. Las metamorfitas en facies anfibolita con los remanentes estructurales NO se encuentran plegadas y reorientadas siguiendo el nuevo rumbo famatiniano, y alcanzando una nueva paragénesis de facies anfibolita a granulita. El $S_{0\text{pF}}$ original se conserva como bandeamiento composicional psamítico-pelítico en esquistos y paragneises, y se halla afectado por plegamientos de estilo isoclinal ($F_{1\text{pF}}$), apretado ($F_{2\text{pF}}$) y abierto ($F_{3\text{pF}}$). A los dos primeros plegamientos se asocian las foliaciones $S_{1\text{pF}}$ y $S_{2\text{pF}}$, mientras $S_{3\text{pF}}$ corresponde a una foliación milonítica paralela a $S_{2\text{pF}}$ (González *et al.* 2002a). Cada uno de los plegamientos se halla acompañado de

inyección de venillas cuarzo-feldespáticas y graníticas, registrándose un metamorfismo progrado de alta temperatura y presión intermedia, y una migmatización notable en asociación con el tercer plegamiento ($F_{3\text{pF}}$). La foliación famatiniana $S_{4\text{F}}$ evidencia un cambio en la orientación del campo de esfuerzos, y paralelamente a ella se desarrollan foliaciones miloníticas asociadas a movimientos mayormente inversos. Fajas de cizalla dúctil son particularmente conspicuas en este sector occidental de la sierra, y su relación con los granitoides tardío a postorogénicos indican repetidas reactivaciones en el tiempo. Las zonas de cizalla Funes, Los Bayos, El Realito – Río de la Quebrada, con sus ramificaciones (Fig. 1), son ejemplos de estas amplias zonas miloníticas (Brogioni *et al.* 1994; von Gosen y Prozzi 1996; von Gosen 1998a; González y Llambías 1998; González y Sato 2000; González, datos inéditos). Las fajas de mayor intensidad de deformación presentan varias centenas de metros de ancho, variaciones desde protomilonitas y milonitas hasta ultramilonitas y filonitas, y un metamorfismo asociado de bajo a alto grado térmico. Constituyen fajas subverticales o con alta inclinación hacia el este, en donde predominan movimientos oblicuos sinistres de carácter inverso, con transporte tectónico hacia el oeste, y se registran sucesivos movimientos, tanto anteriores como posteriores al emplazamiento de los plutones El Molle y Barroso, y en parte con carácter extensional. En los alrededores de Villa de la Quebrada, la zona afectada por cizallamiento dúctil alcanza una potencia global de alrededor de 5 kilómetros.

Los datos termobarométricos obtenidos para el metamorfismo regional famatiniano se halla en los siguientes rangos: 650 – 750 °C, 6,0 – 7,0 Kb (anfibilolitas, Carugno Durán 1998a); 636 – 760 ± 40 °C, ~5,0 Kb (anfibilolita biotítica), 637 – 667 ± 40 °C, 7,2 – 8,1 ± 0,4 Kb (anfibilolita granatífera), 689 – 816 °C, 5,0 – 6,6 ± 0,4 Kb (anfibilolita con granate-clinopiroxeno), 518 – 612 °C, 5,2 – 7,9 Kb (paragneis sillimanítico granatífero) (González, datos inéditos).

Una continua faja de rocas máficas a ultramáficas de protolitos extrusivos fue identificada dentro del Complejo Metamórfico Nogolí, desde San Francisco del Monte de Oro hasta Villa de la Quebrada, a lo largo de alrededor de 45 km (Fig. 1). Se halla descrita por González *et al.* (2002b), e incluyen las rocas estudiadas por Merodio *et al.* (1978), Carugno Durán (1998a) y Ortiz Suárez (1999). Se trata de lentes de anfibilolitas abudinas que comparten las deformaciones y metamorfismos pre-famatinianos y famatinianos del Complejo Metamórfico Nogolí. En los núcleos menos deformados de los cuerpos se preservan las volcanitas originales, con texturas spinifex y ofíticas relícticas. Son komatiitas, basaltos komatiíticos y basaltos toleíticos con alto-Fe, que se distinguen mineralógica y químicamente de la faja de rocas intrusivas localizadas más hacia el este (faja La Jovita – Las Águilas) dentro del Complejo Metamórfico Pringles. Para las anfibilolitas y

komatiitas se obtuvo una edad por isocrona Sm-Nd roca total, de 1502 ± 95 Ma (Sato *et al.* 2001a), y se hallan en ejecución dataciones por U-Pb.

El metamorfismo ordovícico del Complejo Metamórfico Nogolí se halla evidenciado isotópicamente por los siguientes datos: U-Pb convencional (458 ± 3 Ma) y datación química (470 ± 15 Ma) en monacitas de un gneis sillimanítico-granatífero, así como isocrona Sm-Nd roca total y mineral (445 ± 21 Ma) y edades Ar-Ar plateau (476 a 457 Ma, anfíboles) en anfibolitas (González *et al.* 2002a). Otra edad K-Ar en anfíbol (452 ± 23 Ma) de una anfibolita fue obtenida también por Ortiz Suárez (1999). Para las zonas de cizalla dúctil del área de Nogolí, se disponen de edades K-Ar de entre 414 y 364 Ma para biotitas crecidas durante eventos compresivos (Sato *et al.* 2001b, y datos inéditos de los autores).

Complejo Metamórfico Pringles

Fue denominado por Sims *et al.* (1997), y en parte equivale a lo mencionado por von Gosen y Prozzi (1998) como Complejo Basamental Oriental. Corresponde al afloramiento de la parte central de la sierra, bordeado por fajas del Grupo Micaesquistos. El contacto occidental con unidades de ese grupo es tectónico, mediante una zona milonítica de alcance regional, con fuerte inclinación hacia el este. El contacto oriental es al menos en parte tectónico, como en el sector al oeste de Paso del Rey, en donde se desarrolla una faja milonítica de alrededor de 20 m de espesor, inclinada al oeste y con movimiento inverso. Gran parte de este último contacto se halla ocupada por intrusivos graníticos y pegmatíticos (von Gosen 1998a; von Gosen y Prozzi 1998). Las rocas que componen este complejo metamórfico son esquistos y gneises de protolitos pelíticos y psámicos, con una asociación sillimanita-granate-biotita (\pm cordierita \pm espinelo), ortogneises, metacuarcitas, anfibolitas y rocas calcosilicáticas. Estas rocas presentan diferente grado de inyección de venas y diques graníticos a pegmatíticos y aplíticos, gradando también a migmatitas (Sims *et al.* 1997; von Gosen y Prozzi 1998).

En este complejo las fábricas pre-famatinianas encontradas son comparables con las descritas para el Complejo Metamórfico Nogolí, también asociadas a diferentes estadios de inyecciones magmáticas y migmatización (von Gosen y Prozzi 1998). Las estructuras penetrativas famatinianas corresponden a una segunda foliación subvertical S_{2F} de dirección NNE, asociada a pliegues apretados F_{2F} . Dichas estructuras se hallan afectadas por una migmatización importante, que interfiere con un nuevo plegamiento F_{3F} (von Gosen y Prozzi 1998). Esta estructuración famatiniana se halla acompañada por un metamorfismo de alto grado, con un pico térmico granulítico asociado a la intrusión de las rocas máficas a ultramáficas de la faja La

Jovita – Las Águilas (González Bonorino 1961; Sims *et al.* 1997; Hauenberger *et al.* 2001; véase más adelante descripción de los intrusivos). Hauenberger *et al.* (2001) cuantificaron tres estadios metamórficos, respectivamente asociados a metamorfismo regional, de contacto y a cizallamiento dúctil: a) 570 – 600 °C y $5,0$ – $5,7$ Kb, b) 740 – 790 °C y $5,7$ – $6,4$ Kb, y c) 590 – 650 °C y $5,0$ – $9,5$ Kb. La faja de cizalla dúctil que acompaña por más de 100 km de longitud a los afloramientos de rocas máficas y ultramáficas fue denominada zona milonítica La Arenilla (Ortiz Suárez *et al.* 1992), y descrita con mayor detalle por von Gosen y Prozzi (1998). Presenta un ancho máximo de varias decenas de metros y en parte se resuelve en ramificaciones menores. Es subvertical o buza con alto ángulo hacia el este, y el bloque oriental es el ascendido. En otras fajas de cizalla paralelas y ubicadas en el borde oriental del Granito La Escalerilla, Sims *et al.* (1998) mencionan una cinemática equivalente y otra transcurrente de rumbo N sinistral. En los alrededores de la terminación norte de la zona milonítica La Arenilla, Ortiz Suárez (1999) obtuvo los siguientes valores de presión y temperatura para el pico metamórfico famatiniano: 525 – 774 °C y $3,7$ – $7,6$ Kb (anfíbolita granatífera), y 650 – 774 °C y $5,0$ – $9,5$ Kb (gneis biotítico granatífero).

Las edades U-Pb SHRIMP de 460 – 450 Ma en bordes de circones y en monacitas de un gneis granatífero sillimanítico fueron interpretadas como la edad del metamorfismo regional (Sims *et al.* 1998). Sin embargo, es posible que estas edades estén documentando un metamorfismo retrógrado más que la etapa progradada, debido a la dificultad en datar los metamorfismos progradados de alto grado (Foster *et al.* 2000). Los datos de los núcleos de circones, con distribución de picos entre el Neoproterozoico y Cámbrico temprano (Sims *et al.* 1998) fueron considerados como representantes de procesos del ciclo Pampeano en el área fuente, en especial el pico más importante a los 530 Ma. También se dispone de otra edad K-Ar en anfíbol de anfibolita para este complejo, de 466 ± 23 Ma (Ortiz Suárez 1999), mientras las edades Ar-Ar en moscovita de la zona milonítica La Arenilla son de 366 ± 2 Ma en la parte central y de 375 ± 1 Ma para la parte sur de la sierra (Sims *et al.* 1998).

Complejo Metamórfico Conlara

Éste fue así nominado por Sims *et al.* (1997) y corresponde a los afloramientos de la parte oriental de la Sierra de San Luis (Fig. 1), e incluye al Complejo Metamórfico Las Aguadas descrito por Ortiz Suárez (1988) en el sector nordeste, o lo descrito como filitas y micaesquistos entre Quines y Santa Rosa por von Gosen y Prozzi (1998). Estos últimos autores sugieren una transición metamórfica gradual desde el Grupo Micaesquistos, ubicado en el oeste, hacia las rocas del

Complejo Metamórfico Conlara. Este complejo se compone de esquistos con biotita-moscovita-granate-sillimanita (\pm turmalina \pm clorita) y gneises biotíticos (\pm granate \pm sillimanita), de origen psamo-pelítico. Las rocas muestran diferenciaciones metamórficas y se asocian a varios eventos de inyecciones graníticas a pegmatíticas, dando origen a rocas migmatíticas. Se mencionan también menor participación de anfibolitas, mármoles y rocas calcosilicáticas (Llambías y Malvicini 1982; Delakowitz *et al.* 1991; Brodtkorb y Pezzutti 1991).

Se identificaron por lo menos dos eventos deformacionales dentro de este complejo (Sims *et al.* 1997). La deformación D_1 se relaciona a un plegamiento F_1 simétrico a asimétrico con eje de rumbo O a NO, asociado con una esquistosidad S_1 no penetrativa y con inclinación variable al norte o al sur (Kilmurray 1981, 1982; Kilmurray y Dalla Salda 1977). Esta orientación estructural es comparable con la correspondiente a $S_{0\text{PF}} - S_{3\text{PF}}$ del Complejo Metamórfico Nogolí en el sector occidental de la sierra. La deformación penetrativa $D_{2\text{F}}$ ha replegado a los pliegues F_1 en un estilo apretado con ejes N a NNE, mientras S_1 fue crenulado por la foliación $S_{2\text{F}}$, inclinada con alto ángulo hacia el este o hacia el oeste (Kilmurray 1981, 1982; Kilmurray y Dalla Salda 1977; Ortiz Suárez 1988; Llana y Ortiz Suárez 2000). Un plegamiento abierto posterior $F_{3\text{F}}$ con eje NE es registrado sólo en áreas localizadas cercanas a fracturas (Ortiz Suárez 1988). El metamorfismo que acompañó a la deformación D_1 alcanzó la facies anfibolita, mientras $D_{2\text{F}}$ fue acompañado por una retrogradación a facies esquistos verdes (Kilmurray 1981, 1982; Sims *et al.* 1997).

Los escasos datos K-Ar, ordovícicos a siluro-devónicos, informados para este complejo (455-410 Ma, Llambías y Malvicini 1982; 430 – 397 Ma, López de Luchi *et al.* 2002a) son difíciles de interpretar en relación al pico metamórfico y a los subsiguientes procesos de cizallamiento dúctil o enfriamiento. Por otro lado, Whitmeyer y Simpson (2003) informan una edad de monacita metamórfica de 453 ± 2 Ma (basada en una comunicación verbal de P. Gromet) para el Complejo Metamórfico Conlara que constituye el bloque bajo de una amplia zona de cizalla del borde oeste de la Sierra de Córdoba, pero sin precisar su ubicación.

Formación San Luis

La denominación corresponde a Prozzi y Ramos (1988) y Prozzi (1990), y equivale al Grupo Filitas de von Gosen y Prozzi (1996). Aflora en dos fajas meridiana en el centro y oeste de la Sierra de San Luis. Se compone de una monótona sucesión de alternancia de filitas y metacuarcitas a metagrauvas, con escasos bancos de metaconglomerados, conocidos como Conglomerado Cañada Honda (Prozzi 1990; Ramos *et al.* 1996), y de metavolcanitas ácidas, interpretadas como

extrusivas (Brodtkorb *et al.* 1984; Fernández *et al.* 1991) o como diques intrusivos (von Gosen y Prozzi 1996). Su contacto con el Grupo Micaesquistos es en parte tectónico (como la zona de cizalla Río Guzmán, Sims *et al.* 1997) y en parte transicional (von Gosen 1998a).

De acuerdo a las observaciones de Ortiz Suárez *et al.* (1992), Sims *et al.* (1997), von Gosen y Prozzi (1996), y von Gosen (1998a, 1998b), la Formación San Luis se halla afectada por la deformación penetrativa $D_{1\text{F}}$, que origina un plegamiento apretado en la estratificación y un clivaje de plano axial $S_{1\text{F}}$, de dirección general NNE, y localmente ENE como en el área de Bemberg. Un clivaje de crenulación $S_{2\text{F}}$ sólo es registrado localmente. El metamorfismo asociado a la deformación penetrativa es de facies esquistos verdes, baja a alta. La zona de cizalla Río Guzmán abarca una zona con potencia máxima de 3 km, cuyas fábricas miloníticas inclinan con alto ángulo hacia el este, y en donde el bloque elevado es el oriental (Sims *et al.* 1998). El metamorfismo asociado es de facies esquistos verdes.

Esta formación ha sido interpretada como una sucesión turbidítica y comparada regionalmente con la sedimentación de la Formación Puncoviscana del Noroeste Argentino (Prozzi 1990; Prozzi y Ortiz Suárez 1994). La edad U-Pb convencional en circones de las volcánicas intercaladas, de 529 ± 12 Ma (Söllner *et al.* 2000), apoya la correlación temporal con aquella formación. Si bien no se dispone de datos isotópicos directos para acotar la edad del metamorfismo penetrativo, las edades de los granitoides preorogénicos dan un límite máximo en el Ordovícico temprano. Por otro lado, la datación Ar-Ar en moscovita de la zona de cizalla de Río Guzmán ha dado un patrón ascendente entre 351 y 362 Ma (Sims *et al.* 1998).

Grupo Micaesquistos

Von Gosen y Prozzi (1996) denominaron así a las fajas de metamorfitas adyacentes a la Formación San Luis (Fig. 1), de protolitos equivalentes, pero que muestran un grado metamórfico mayor. Se constituye principalmente de esquistos biotíticos moscovíticos que alternan con metacuarcitas, y localmente son abundantes las inyecciones pegmatíticas, especialmente en los alrededores de los afloramientos de granitoides sinorogénicos (Ortiz Suárez *et al.* 1992; Llambías *et al.* 1996b; von Gosen 1998a,b). Escasas anfibolitas son citadas hacia el norte de La Florida (von Gosen 1998a).

El Grupo Micaesquistos se halla afectado por al menos dos deformaciones (véase detalles en von Gosen 1998a y von Gosen y Prozzi 1998). La primera deformación $D_{1\text{F}}$ se asocia a un primer plegamiento asociado con una foliación $S_{1\text{F}}$, de dirección NNE, con inclinaciones tanto hacia el este como oeste. Esta foliación

sería equivalente a la primera foliación de la Formación San Luis. La segunda deformación D_{2F} es registrada en el grupo con mayor intensidad que en la Formación San Luis, y se desarrolla un clivaje de plano axial S_{2F} asociada a plegamiento más abierto y crenulaciones locales. El metamorfismo regional alcanzado durante D_{1F} y que perduró durante D_{2F} fue de facies esquistos verdes media, alcanzando localmente la facies anfíbolita (von Gosen 1998a).

La fina faja de este grupo que aflora bordeando al Complejo Metamórfico Nogolí consiste en esquistos con biotita-moscovita-granate y esquistos con biotita-moscovita-estaurolita (\pm cianita), con escasas intercalaciones de metacuarcitas (González, datos inéditos). Sus fábricas son comparables a las descritas por von Gosen (1998a) en la parte central de la sierra, y el metamorfismo asociado es de mayor grado, alcanzando la facies esquistos verdes media durante D_{1F} y la facies anfíbolita media durante D_{2F} .

De acuerdo a las interpretaciones de von Gosen (1998a), la Formación San Luis y el Grupo Micaesquistos formarían parte de una misma sucesión clástica, en la que el Grupo Micaesquistos representa porciones corticales más profundas.

Rocas intrusivas

Granitoides preorogénicos

Numerosos plutones clasificados dentro de este grupo se ubican en el sector centro-oeste de la sierra, emplazados dentro del Complejo Metamórfico Nogolí, en su transición con la Formación San Luis o netamente dentro de la Formación San Luis y del Grupo Micaesquistos (Fig. 1). Se hallan afectados por la foliación famatiniana penetrativa en forma conjunta con su roca de caja y aureolas de contacto, e intruyeron a las metamorfitas previamente deformadas del Complejo Metamórfico Nogolí (Llambías *et al.* 1996a) o a las sedimentitas aún sin deformar de la Formación San Luis y Grupo Micaesquistos (Sato *et al.* 1996; von Gosen 1998a), que en parte ya estaban en contacto con el Complejo Metamórfico Nogolí, ya sea por discordancia o en forma tectónica (González y Llambías 1998; von Gosen y Prozzi 1998). Las formas primarias de los plutones y sus aureolas de contacto fueron modificadas por la deformación y el metamorfismo asociado (facies esquistos verdes a anfíbolita), y sus interiores presentan una foliación heterogénea. En parte se hallan afectados por fajas de cizalla dúctil y presentan foliación milonítica. Sus composiciones permiten agruparlos en a) tonalíticos a granodioríticos y b) graníticos a leucogranodioríticos (Llambías *et al.* 1998 y referencias allí citadas, Sato *et al.* 2003). En conjunto constituyen típicas suites calcoalcalinas, con granitoides tipo-I, metaluminosos a débilmente peraluminosos, característicos de magmatismo de arco

(Brogioni *et al.* 1994; Sato *et al.* 1996; Llambías *et al.* 1998), asociado a los primeros estadios del ciclo Famatiniano.

El grupo de las tonalitas a granodioritas se compone de los plutones Bemberg, Las Verbenas, El Tamboreo, Gasparillo, San Miguel y El Realito (Zardini 1966; Hack *et al.* 1991; Brogioni *et al.* 1994; Sánchez *et al.* 1996; Llambías *et al.* 1996a; González y Llambías 1998; Sato 1993; Sato y Llambías 1994; Sato *et al.* 1996). Litológicamente comprenden tonalitas, con variaciones a diorita, gabro cuarzoso, granodiorita y monzogranito. Para los plutones El Tamboreo y Bemberg se informaron edades de cristalización de 470 ± 5 Ma y 468 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP, Sims *et al.* 1998; Stuart-Smith *et al.* 1999). Sin embargo, un pico secundario de 496 ± 8 Ma en los datos SHRIMP de Bemberg puede ser interpretado como una edad de cristalización alternativa, asociada a variado grado de pérdida de Pb (Stuart-Smith *et al.* 1999). Dicha alternativa podría ser consistente con la edad de isocrona Rb-Sr de 512 ± 16 Ma obtenida para el mismo plutón (Sato *et al.* 1999). Si éste fuera el caso, con una cristalización a los 496 Ma, entonces la pérdida de Pb ocurrida hacia los 468 Ma (Stuart Smith *et al.* 1999) podría relacionarse al evento metamórfico que lo afectó.

El grupo de los granitos a leucogranodioritas comprende a los plutones El Realito, Río Claro, Pantanos Negros, La Escalerilla, Río Quinto (Carugno Durán *et al.* 1992; Carugno Durán 1998b; Brogioni *et al.* 1994; Sato *et al.* 1996; Ortiz Suárez 1999; von Gosen 1998a,b; von Gosen *et al.* 2002; González, datos inéditos). El Granito La Escalerilla es intrusivo en el plutón Las Verbenas (Sato 1993), y su forma curvada fue atribuida a deformación transpresional (von Gosen 1998b). Entre los diferentes plutones dominan granitos a leucogranodioritas, ambos granatíferos y débilmente peraluminosos, con menor participación de facies tonalíticas hasta gábricas. No se ha constatado la existencia de granitos alcalinos, como lo sugiriera von Gosen *et al.* (2002), en base a la tipología de los circones y su contenido de U. Se disponen de edades U-Pb convencional en circones para los plutones La Escalerilla y Río Claro, de 507 ± 24 Ma y 490 ± 15 Ma respectivamente (von Gosen *et al.* 2002), y de $477 \pm 3/-5$ Ma para Pantanos Negros (Sato *et al.* 2003). La edad U-Pb SHRIMP en circón de 484 ± 7 Ma obtenida para un pequeño intrusivo granítico con granate, metamorfizado y alojado en el Complejo Metamórfico Pringles (ortogneis ácido) en estrecha relación espacial con los intrusivos máficos y ultramáficos, es considerada también como edad de cristalización (Sims *et al.* 1998). Varias edades más jóvenes, según método Rb-Sr en roca total y minerales para los plutones Bemberg y La Escalerilla (Devónico a Carbonífero temprano, Sato *et al.* 1999), estarían representando procesos de reapertura isotópica. Para la edad devónica de 403 ± 6 Ma previamente obtenida por U-Pb SHRIMP en el extremo sur del plutón La Escalerilla (Sims *et al.*

1998), von Gosen *et al.* (2002) sugieren la posibilidad de tratarse de una intrusión postorogénica dentro de aquél.

De acuerdo a las edades mencionadas, el arco magmático famatiniano habría comenzado su actividad ya desde tiempos previos a los 507 Ma, ya que el Granito La Escalerilla (U-Pb 507 Ma) es intrusivo en la Tonalita Las Verbenas.

Granitoides sinorogénicos

Estos granitoides fueron descritos mayormente en el sector central de la sierra, asociados con los complejos metamórficos Pringles y Conlara, el Grupo Micasquistos y sus diques pegmatíticos. Constituyen plutones de pequeñas dimensiones, heterogéneamente cizallados, de formas en general armónicas con la estructura de la roca de caja, a veces plegadas y abudinas conjuntamente. Fueron distinguidos de los granitoides preorogénicos debido fundamentalmente al escaso contraste reológico que muestran con la roca de caja (Ortiz Suárez *et al.* 1992; Llambías *et al.* 1998). Los plutones descritos son Paso del Rey, Cruz de Caña, Río de la Carpa, Cerros Largos, La Ciénaga, La Represa, La Tapera y La Florida (Llambías *et al.* 1991, 1996b, 1998; Ortiz Suárez 1996; Ortiz Suárez *et al.* 1992; López de Luchi 1987; Martínez y Montenegro 1998; von Gosen 1998a). Su composición principal es granodiorítica a granítica, con granate y dos micas, de características anatécicas. Se clasifican como granitoides tipo-S, variablemente peraluminosos. Las facies tonalíticas son subordinadas.

La edad Rb-Sr de 454 ± 21 Ma de los cuerpos de Paso del Rey y Río de la Carpa es considerada como representativa de su cristalización, estrechamente asociada a la deformación. Otras edades Rb-Sr de 485 ± 30 y 460 ± 39 Ma son también mencionadas por López de Luchi (1987) y López de Luchi y Cerredo (2001) para el plutón Tapera. Edades K-Ar más jóvenes, de entre 391 y 372 Ma en biotita de Paso del Rey (Varela *et al.* 1994) fueron consideradas como producto de un enfriamiento muy lento, si bien podrían corresponder a edades rejuvenecidas. Recientemente fue obtenida por von Gosen *et al.* (2002) una edad U-Pb convencional de $608 \pm 26/-25$ Ma para el granitoide de Paso del Rey. Esta edad tan antigua y el carácter preorogénico sugerido por von Gosen (1998a) se contraponen con la interpretación de la relación estructural realizada por Llambías *et al.* (1996b). Por lo tanto, hasta tanto no se aclare mejor la relación estructural y pueda ser confirmada la edad, dejaríamos en suspenso la valoración de la misma. Ya que, tratándose de un granitoide peraluminoso anatético, podría haber interferencia de circones heredados (Mezger y Krogstad 1997). En este sentido, la existencia de caras corroídas en los circones (von Gosen *et al.* 2002) es indicio de procesos múltiples en su historia.

Granitoides tardío a postorogénicos

Son notorios los emplazados hacia el centro-este de la sierra formando batolitos, si bien se han identificado otros hacia el suroeste. Los plutones se hallan intruidos discordantemente en una roca de caja en la que los diferentes complejos metamórficos ya habían sido yuxtapuestos mediante zonas de cizalla dúctil. Muchos de los plutones presentan forma circular, y junto con los diques anulares asociados y sus composiciones con muy alto-K, son indicativos de una transición a ambientes anorogénicos de corteza engrosada. Las composiciones principales son monzogranitos, granodioritas y tonalitas, con menor participación de sienitas y monzonitas, en parte caracterizadas por procesos de mezclas de magmas.

Los plutones y batolitos que integran este grupo son numerosos, como Las Chacras (Brogioni 1987, 1993, 1997), Renca (López de Luchi 1987, 1993, 1996; López de Luchi *et al.* 2002b), El Morro (Llambías y Malvicini 1982; Quenardelle 1993, 1995) y La Totora (Kittl 1965; Sims *et al.* 1997; López de Luchi *et al.* 2002c). Los plutones ubicados hacia el nordeste de la sierra (Fig. 1) fueron estudiados por Ortiz Suárez (1996) y Ortiz Suárez y Ulacco (1999). Los plutones El Molle y Barroso del suroeste de la sierra fueron distinguidos por su carácter temprano de emplazamiento, ya que si bien cortan algunas zonas de cizalla previas, también son cortados por zonas de cizalla tardías (González y Sato 2000; Sato *et al.* 2001b).

Para el plutón El Molle se obtuvo una edad U-Pb convencional en circón de $417 \pm 6/-7$ Ma, interpretada como edad de cristalización (Sato *et al.* 2003), mientras las edades Rb-Sr (378 ± 48 Ma), Sm-Nd (348 ± 35 Ma) y K-Ar (380 ± 7 Ma) (Sato *et al.* 2001b) sugieren procesos de metamorfismo local asociado con el desarrollo de cizallas dúctiles. Para el batolito de Renca se dispone de una edad U-Pb SHRIMP en circón, de 393 ± 5 Ma (Stuart-Smith *et al.* 1999), también correspondiente a cristalización. Otras edades Rb-Sr y K-Ar informadas para el batolito Las Chacras y el plutón El Morro se ubican entre los 408 y 320 Ma (Brogioni 1987, 1993; Lema 1980; Varela *et al.* 1994). Por otro lado, López de Luchi *et al.* (2001) mencionan una media de 382 ± 17 Ma de edades K-Ar en biotita para el batolito de Renca. En el caso del plutón tonalítico de Rodeo Viejo, si bien las edades K-Ar en anfíbol y biotita son de 466 ± 23 Ma y 452 ± 23 Ma (Ortiz Suárez y Ulacco 1999), sus características no deformada y discordante respecto de la estructura regional de la roca de caja sugieren su integración en este grupo de granitoides.

Intrusivos máficos a ultramáficos

Afloran a lo largo de la Faja La Jovita – Las Aguilas (Kilmurray y Villar 1981), por alrededor de 80 km de longitud dentro del Complejo Metamórfico Pringles, y

equivale al Grupo Las Águilas de Sims *et al.* (1997). Se trata de un grupo de lentes y complejos intrusivos alineados en dirección NNE, como Peñón Colorado, La Gruta, La Melada, La Bolsa, Los Manantiales – El Fierro, Las Pircas, Virorco y Las Águilas, de norte a sur (González Bonorino 1961; Cucchi 1964; Brogioni 1994, 2001a y b; Brogioni y Ribot 1994; Malvicini y Brogioni 1993; Sims *et al.* 1997). El estudio geofísico de Kostadinoff *et al.* (2002) sugiere la continuidad de esta faja hacia el sud-sudoeste de la sierra, hasta cerca de los 35°S. Se constituyen de piroxenitas, peridotitas, dunitas, gabros y hornblenditas. En varios de estos cuerpos se preserva el metamorfismo de contacto, si bien internamente comparten la foliación penetrativa de la roca de caja (S_{2F}) y sus zonas marginales presentan una extensiva recrystalización a una asociación de alto grado metamórfico. Los sectores internos menos deformados de los cuerpos de Virorco, La Melada y La Gruta preservan la estratificación composicional primaria (González Bonorino 1961; Brogioni y Ribot 1994). En cuanto a sus relaciones estructurales, se ha propuesto un emplazamiento pre- a sintectónico con respecto a la deformación famatiniana penetrativa (Sims *et al.* 1997 y 1998; Brogioni y Ribot 1994; von Gosen y Prozzi 1998), así como una intrusión post-metamórfica (Hauzenberger *et al.* 2001). Tanto Brogioni (2001a) como Hauzenberger *et al.* (2001) coinciden en que la intrusión de los cuerpos originó un aumento del grado metamórfico de la caja, de facies anfíbolita a granulita. Los datos termobarométricos obtenidos en la roca de caja por Hauzenberger *et al.* (2001) se hallan citados en la sección correspondientes al Complejo Metamórfico Pringles. Donde no quedan dudas es en la relación post-intrusión del desarrollo de la zona milonítica La Arenilla (Brogioni y Ribot 1994; von Gosen y Prozzi 1998; Hauzenberger *et al.* 2001). Para el origen de estas rocas máficas a ultramáficas y toleíticas, se han postulado ambientes extensionales de retroarco o de cuenca marginal (Brogioni y Ribot 1994; Hauzenberger *et al.* 2001).

Una segregación ácida en una piroxenita arrojó una edad U-Pb SHRIMP de 478 ± 6 Ma, y es interpretada como edad de la cristalización magmática sintectónica con la deformación (Sims *et al.* 1998). Sin embargo, esta edad es mayor que la obtenida por monacitas (460 – 450 Ma) para el metamorfismo de la roca de caja por los mismos autores. Esta situación podría relacionarse a que la intrusión fue pre-tectónica, o bien a que el metamorfismo de alto grado tuvo una extensión temporal considerable, como es común en numerosos orógenos (por ejemplo, Mezger *et al.* 1991) y a la dificultad en datar con precisión los picos metamórficos (Kröner y Williams 1991).

Síntesis evolutiva del basamento de la Sierra de San Luis

En base a la descripción previa se puede elaborar un cuadro síntesis de la caracterización litológica, estruc-

tural y metamórfica de cada uno de los complejos metamórficos según distintos estadios (Cuadro 1). Allí podemos observar al ciclo orogénico Famatiniano dividido en dos etapas: 1) una fase orogénica principal, de edad fundamentalmente ordovícica, y 2) una etapa tardía a posorogénica, desarrollada entre el Silúrico y el Carbonífero temprano. Los procesos anteriores a ellos fueron agrupados como pre-famatinianos. Todos los datos isotópicos valorados como significativos fueron volcados en un esquema (Fig. 2), que muestra la evolución temporal del basamento de la Sierra de San Luis.

Procesos pre-famatinianos

Como evento más antiguo se reconoce en el Complejo Metamórfico Nogolí la sedimentación original siliciclástica, con participación de komatiitas y basaltos, e intercalaciones de estratos de Fe bandeado (BIF). Siendo la asociación litológica komatiita-BIF una característica notable del Precámbrico, todavía no se puede descartar la posibilidad de que la edad cercana a los 1500 Ma obtenida por Sm-Nd (Sato *et al.* 2001a) represente una edad de cristalización, si bien una alternativa posible podría ser una edad de diferenciación manto-corteza. A pesar de que en los restantes complejos de alto grado (Pringles y Conlara) hasta ahora no se informó la presencia de komatiitas, si fueron descriptas anfíbolitas. Un ejemplo lo constituyen las anfíbolitas expuestas en una faja norte-sur en la sierra del Morro, San Felipe y Villa de Praga, en donde se interpretan basaltos toleíticos extruidos en un ambiente de trasarco, y a los cuales se asocian depósitos de tungsteno (Llambías y Malvicini 1982; Delakowitz *et al.* 1991; Brodtkorb y Brodtkorb 1999; Brodtkorb y Ortiz Suárez 1999).

La estructuración NO y el metamorfismo relictos son anteriores a 507 Ma, tomando la edad U-Pb del granitoide preorogénico más antiguo (La Escalerilla), intruido en el Complejo Metamórfico Nogolí y en la Tonalita Las Verbenas. Por otro lado, se disponen de edades U-Pb SHRIMP en núcleos de circones, del Neoproterozoico con un pico a los 530 Ma. Esta edad podría ser un reflejo de la actividad orogénica Pampeana, pero por otro lado se registra una sedimentación (Formación San Luis) que habría sido anterior o coetánea con 529 Ma (por la edad U-Pb de las metavolcanitas). Esta coetaneidad sugiere la posibilidad de que los sectores más profundos de la corteza hayan estado sometidos a metamorfismo y deformación, mientras en superficie pudo haber sedimentación, como se propusiera para el norte de Sierras Pampeanas (Aceñolaza *et al.* 2000). Para el momento de la intrusión de la tonalita preorogénica de Gasparillo, las sedimentitas aún sin metamorfizar de la Formación San Luis ya estaban yuxtapuestas con el Complejo Metamórfico Nogolí afectado por la deformación NO, posiblemente mediante contacto tectónico (von Gosen y Prozzi 1998). Esta situación no se contradice con la idea de que los com-

		PROCESOS PRE-FAMATINIANOS	OROGENIA FAMATINIANA FASE PRINCIPAL	OROGENIA FAMATINIANA ETAPA TARDIA A POSOROGENICA
		Sedimentación siliciclástica original, con intercalación de lavas máficas-ultramáficas. Estructuración NO-SE, metamorfismo y migmatización (Pampeanos?). Sedimentación GM y FSL.	Arco magnético, foliación penetrativa NNE-SSO y metamorfismo regional de bajo a alto grado	Deformación por cizalla dúctil, metamorfismo local y retrógrado. Granitoides tardío- a posorogénicos.
		Estructura y metamorfismo	Estructura y metamorfismo	Estructura y metamorfismo
		Observaciones	Observaciones	Observaciones
		Asociación BIF-komatita. Isocrona Sm-Nd en anfíbolitas y komatiitas: ~1500 Ma. Edades relicticas monacitas: 520 - 490 Ma. Metamorfismo: anterior a 507 Ma (granitoides de preorogénico).	Foliación S_{4F} . Replegamiento y reorientación de las fábricas relicticas. Facies anfíbolita.	Zonas de cizalla Río de los Bayos, Funes y El Realito - Río de la Quebrada. Subvertical a fuertemente inclinada al E. Mayormente transporte tectónico inverso al O. Facies anfíbolita a esquistos verdes.
COMPLEJO METAMÓRFICO NOGOLI -CMN-	Esquistos, meta-cuarceitas, paragneises, migmatitas ortoanfíbolitas, mármoles, rocas calcosilicáticas, estratos de Fe bandeado (BIF).	Fábricas relicticas NO-SE. Foliaciones S_{3PF} - S_{3PF} acompañadas por venillas cuarzo-feldespáticas y graníticas. Facies anfíbolita y migmatización final.		Acotación temporal de zonas de cizalla: 414 - 364 Ma.
COMPLEJO METAMÓRFICO PRINGLES -CMP-	Esquistos, paragneises, ortogneises, migmatitas, meta-cuarceitas, anfíbolitas, rocas calcosilicáticas.	Fábricas relicticas NO-SE (S_1) comparables con S_{3PF} del CMN. Inyecciones magmáticas comparables a CMN.	Foliación S_{2F} - pliegues F_{2F} . Facies anfíbolita, localmente facies granulita, con retrogradación.	Zona milonítica La Arenilla y otras zonas de cizalla. Acotación temporal de zona milonítica: 375 - 366 Ma.
COMPLEJO METAMÓRFICO CONLARA -CMC-	Esquistos, paragneises, migmatitas, anfíbolitas, rocas calcosilicáticas, mármoles.	Fábricas relicticas E-O a NO-SE. Esquistosidad S_1 y ejes de pliegues (comparables con S_{3PF} - S_{3PF} del CMN). Facies anfíbolita.	Foliación S_{2F} (crenulación) - pliegues F_{2F} . Facies anfíbolita, con retrogradación a esquistos verdes.	Acotación temporal de zona de cizalla Guzmán. Inclinación de alto ángulo hacia el E. Bloque oriental ascendido. En parte transcurriente N-S sinistral. Facies anfíbolita a esquistos verdes.
GRUPO MICAESQUISTOS -GM-	Esquistos biotítico-moscovíticos, metaquarceitas, inyecciones pegmatíticas.	Sedimentación anterior y/o coetánea con 529 Ma (meta-volcanitas).	Metamorfismo: ~ 455 Ma (Edad mínima)	??
FORMACIÓN SAN LUIS -FSL-	Filitas, metaquarceitas, metaconglomerados y meta-volcanitas.		Esquistosidades S_{1F} - S_{2F} y pliegues asociados. Facies esquistos verdes media (en parte anfíbolita). Clivaje pizarroso S_{1F} asociado a pliegues F_{1F} . Clivaje de crenulación local. Facies esquistos verdes baja a media.	Zona de cizalla Río Guzmán. Inclinación de alto ángulo hacia el E. Bloque oriental ascendido. Facies esquistos verdes.
GRANITOIDES PRE Y SINOROGÉNICOS			Emplazamiento anterior o en estrecha relación con deformación y metamorfismo. 507 - 454 Ma. Intrusión rocas máficas-ultramáficas. 478 Ma.	
GRANITOIDES TARDIO A POSOROGENICOS				Emplazamiento coetáneo a posterior respecto de las grandes fajas de cizalla dúctil. Silúrico Tardío - Carb. Temprano.

Cuadro 1: Síntesis de las características litológicas, estructurales y metamórficas de los complejos metamórficos, y su relación con las unidades ígneas, según estadios evolutivos. Incluye principales controles de edad.

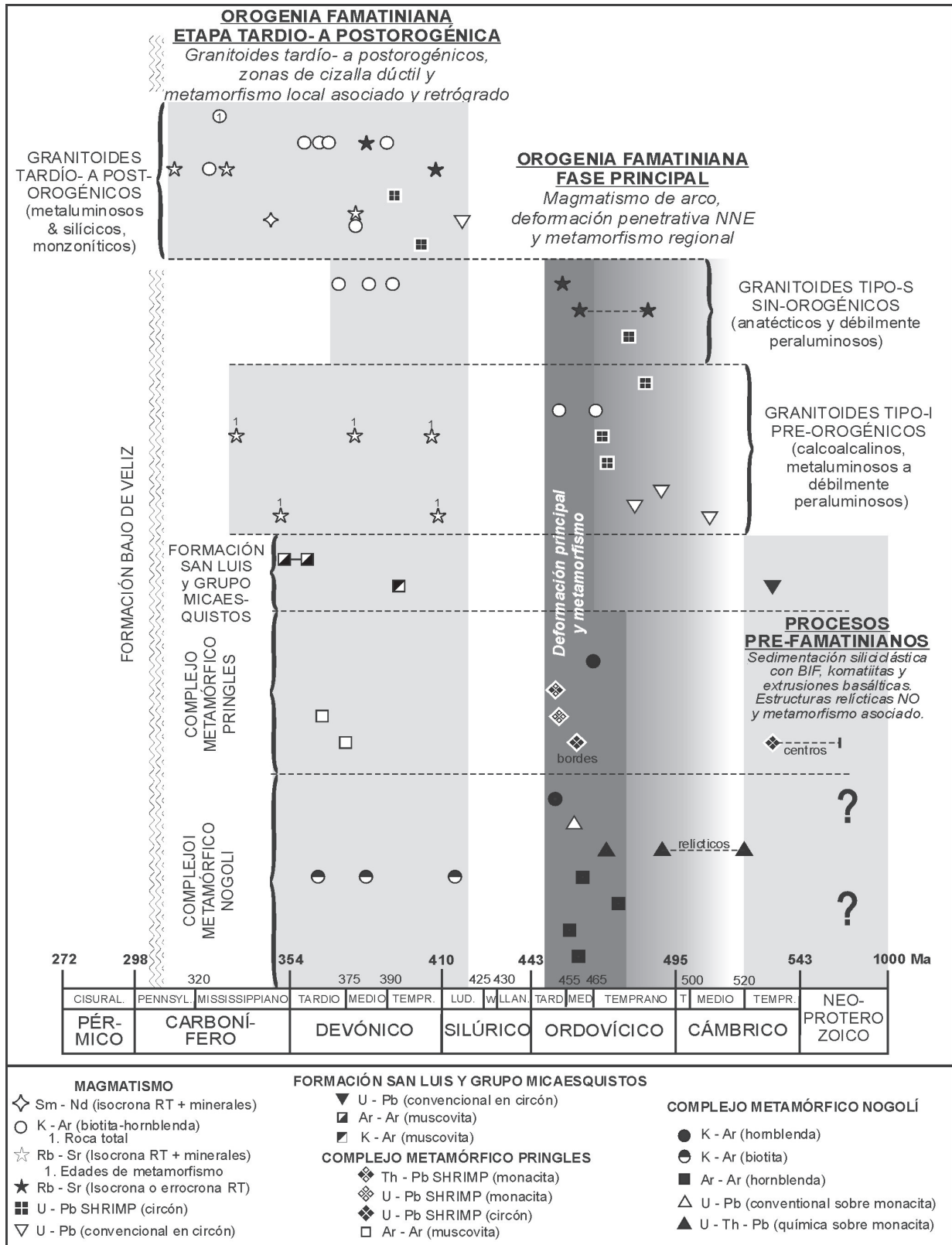


Figura 2: Evolución temporal del basamento de la Sierra de San Luis, basada en controles isotópicos. Fuentes de datos: Complejo Metamórfico Nogolí: Ortiz Suárez 1999; Sato *et al.* 2001a; González *et al.* 2002a y datos inéditos. Complejo Metamórfico Pringles: Sims *et al.* 1997, 1998; Ortiz Suárez 1999. Formación San Luis y Grupo Micaesquistos: Sims *et al.* 1997, 1998; Söllner *et al.* 2000. Rocas magmáticas: Lema 1980; López de Luchi 1987; Brogioni 1987, 1993; Varela *et al.* 1994; Llambías *et al.* 1991, 1998; Stuart-Smith *et al.* 1999; Ortiz Suárez y Ulacco 1999; Sato *et al.* 1999, 2001b, 2003; López de Luchi y Cerredo 2001, von Gosen *et al.* 2002. Escala de tiempo utilizada: Remane 2000.

plejos metamórficos de mayor grado (Nogolí, Pringles y Conlara) hayan constituido el sustrato para la sedimentación de la cuenca de la Formación San Luis (González y Llambías 1998). Por otro lado, la existencia de un contacto tectónico como el mencionado estaría avalando la acción de fallamientos en la Sierra de San Luis por lo menos desde tiempos ordovícicos.

Fase principal Orogenia Famatiniana

Los primeros eventos registrados para la orogenia Famatiniana son las intrusiones de los granitoides preorogénicos, para los cuales la edad U-Pb más antigua se ubica en el Cámbrico medio. La abundancia de granitoides calcoalcalinos pre- y sinorogénicos (507 – 454 Ma) sugiere una fuerte activación del régimen subductivo para los tiempos cámbrico medio a ordovícico. Se observa una cierta polaridad en la distribución geográfica de los granitoides, aparentemente con mayor abundancia hacia el centro y oeste de la sierra que hacia el este. Asociado al emplazamiento del arco magmático se registra una intensa deformación penetrativa con estructuración NNE y un metamorfismo regional de grado variado, de bajo (Formación San Luis y Grupo Micaesquistos) a alto (complejos metamórficos Nogolí, Pringles y Conlara). Dentro de los complejos de mayor grado, se aprecia también una cierta tendencia a la disminución de la deformación y grado metamórfico hacia el este (Complejo Metamórfico Conlara), si bien avalada con escasa información. Los controles isotópicos existentes para el metamorfismo indican que pudo haber tenido mayor duración (aproximadamente 480 a 445 Ma) el de mayor grado (en los complejos Nogolí y Pringles) con respecto al de menor grado (sino post-468 Ma, véase Fig. 2).

Dentro de las Sierras Pampeanas se ha aplicado en diversos trabajos (por ejemplo, Ramos 1999; Sato *et al.* 1996) la denominación de fase Oclóyica para esta fase orogénica principal. Dicho nombre corresponde a lo definido por Turner y Méndez (1975), en base a una discordancia angular ubicada en el Ordovícico tardío del Noroeste Argentino. En el caso de las Sierras Pampeanas, al involucrarse rocas metamórficas formadas a mayor profundidad, esta fase presentaría cierta diacronicidad y una mayor duración que en el Noroeste Argentino.

Orogenia Famatiniana, etapa tardío- a posorogénica

Con posterioridad al Ordovícico se registra el cese del magmatismo de arco, y la deformación compresiva ya no se manifiesta en forma penetrativa, sino a través de discretas fajas de cizalla subverticales o con alto ángulo hacia el este. En ellas predominan movimientos inversos de ascenso de bloques orientales sobre los occidentales. Estos movimientos contribuyeron al en-

grosamiento cortical y a la exhumación de las fajas metamórficas, originando metamorfismos locales (alto a bajo grado) asociados a las cizallas y metamorfismo retrógrado generalizado asociado a la exhumación. Los controles isotópicos de las zonas de cizalla dúctil las acotan entre los 414 y 351 Ma (Silúrico tardío – Carbonífero basal). En forma simultánea y también con posterioridad, se instalan granitoides tardío a posorogénicos, cuyas composiciones con muy alto-K y formas circulares sugieren su relación con ambientes de corteza engrosada y en transición a anorogénicos. Estos últimos granitoides ya presentan una distribución más generalizada en toda la Sierra de San Luis.

Dichos movimientos tardíos de las Sierras Pampeanas también fueron paralelizados (Ramos 1999) con la fase

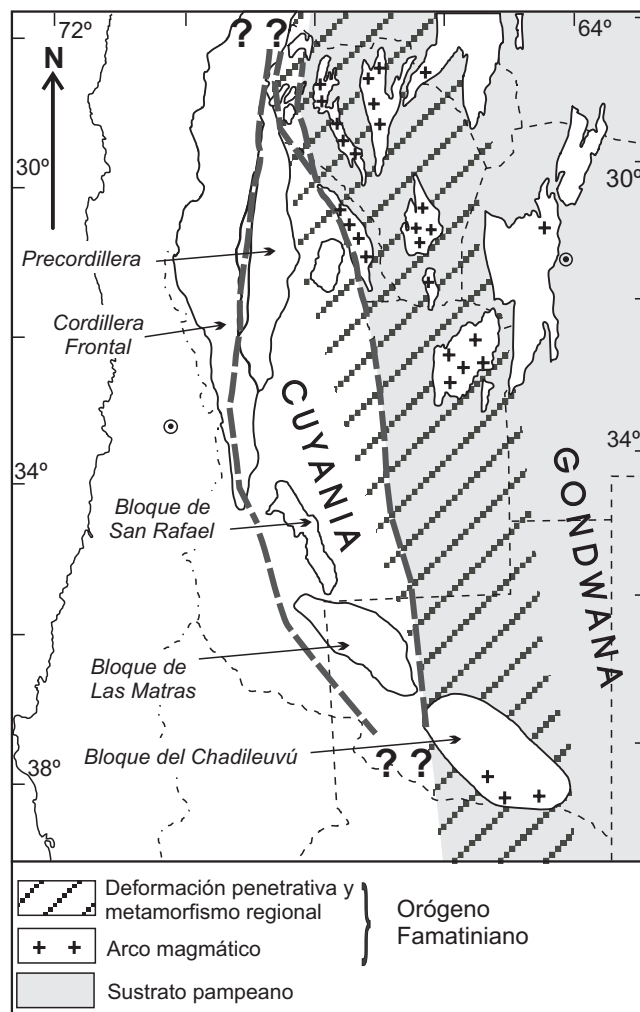


Figura 3: Relaciones tectónicas entre el borde de Gondwana y el terreno acrecionado Cuyania, para los tiempos ordovícicos. Debido a la polaridad de la subducción previa a la acreción, el arco magmático famatiniano se instala en el borde de Gondwana, afectando al sustrato pampeano. La deformación y el metamorfismo subsiguientes afectan no sólo a dicho borde de Gondwana, sino también diferencialmente al basamento mesoproterozoico de Cuyania. Hacia el este del eje orogénico famatiniano el sustrato pampeano se preserva sin grandes modificaciones.

Cháñica del Devónico tardío del Noroeste Argentino (Turner y Méndez 1975), si bien en Córdoba fueron denominados como orogenia Achaliana (Sims *et al.* 1998).

Implicación regional

La intensidad de los eventos orogénicos ordovícicos descriptos permiten afirmar que el eje orogénico famatiniano está localizado precisamente en la Sierra de San Luis, dentro de la región sur de las Sierras Pampeanas Orientales. El arco magmático, que fue activo desde antes de los 507 Ma, parece mostrar una distribución de los plutones que disminuye hacia el este. Esta cierta polaridad se halla en consonancia con la escasa cantidad de plutones ordovícicos encontrados en la Sierra de Córdoba (Rapela *et al.* 1998; Gromet y Simpson 1999; Bonalumi y Baldo 2002), los cuales estarían sugiriendo que la Sierra de Córdoba no habría estado en una posición demasiado alejada del eje magmático famatiniano (Gromet y Simpson 1999), si bien Rapela *et al.* (1998) y Bonalumi y Baldo (2002) consideran que los plutones de Córdoba constituyen un arco interno emplazado en el antepaís pampeano. Hacia el norte de San Luis el arco magmático se continúa en las sierras de Chepes, Valle Fértil - de la Huerta, Velasco y Famatina, llegando también hasta la Puna y Cordillera Oriental (Saavedra *et al.* 1992; Castro de Machuca *et al.* 1996; Loske y Miller 1996; Pankhurst *et al.* 1998, 2000; Stuart-Smith *et al.* 1999; Toselli *et al.* 2002; Coira y Koukharsky 2002). Hacia el sur tiene su continuidad en el Bloque del Chadileuvú (Tickyj *et al.* 1999, 2002), y también en la Patagonia (Dalla Salda *et al.* 1998; Rapela y Pankhurst 2002). Estas zonas de las Sierras Pampeanas y Bloque del Chadileuvú afectadas por las intrusiones y extrusiones del arco magmático corresponden al borde proto-andino de Gondwana, a lo largo del cual se anexó el terreno exótico de Cuyania (Fig. 3).

El metamorfismo regional asociado al climax orogénico se halla acotado en la Sierra de San Luis entre los 480 y 445 Ma, y es coetáneo con lo que ocurre más al norte, abarcando todas las Sierras Pampeanas y el Noroeste Argentino (véase síntesis en Rossi *et al.* 2002). También podría ser comparable con lo observado hacia el sur en el Bloque del Chadileuvú (Tickyj *et al.* 2002). El área de influencia de esta deformación y metamorfismo excede el ámbito del borde de Gondwana y afecta también a parte del terreno Cuyania (Fig. 3). El metamorfismo ordovícico sobreimpuesto sobre el basamento mesoproterozoico de Cuyania está bien documentado en la sierra de Pie de Palo (Casquet *et al.* 2001; Ramos *et al.* 1998; Vujovich *et al.* 2003) y en la Sierra de Umango (Varela *et al.* 2003). Sin embargo, hacia el sur aún no es clara su acción en el basamento del Bloque de San Rafael (Cingolani y Varela 1999), mientras el basamento de Las Matras no presenta metamorfismo ni deformación (Sato *et al.* 2000), sugi-

riendo así un cierto decrecimiento del grado de deformación hacia el sur, en relación a la acreción. Hacia el este de San Luis, se percibe escaso efecto de deformación ordovícica en la Sierra de Córdoba, según controles isotópicos en zonas de cizalla dúctiles (Simpson *et al.* 2003).

Con respecto al sustrato del borde de Gondwana, afectado por el arco magmático y la deformación famatinianos, los controles isotópicos sugieren su origen pampeano (Rossi *et al.* 2002). En el sustrato pre-famatiniano de la Sierra de San Luis, el carácter psamopélico de los protolitos, la orientación estructural NO así como su evolución (plegamiento isoclinal, apretado y abierto), el metamorfismo progrado de alta temperatura y presión baja a intermedia, más la migmatización tardía, son similares a lo encontrado en el basamento pampeano de la Sierra de Córdoba (Martino *et al.* 1995; Kraemer *et al.* 1995; Simpson *et al.* 2003). Por lo tanto, consideramos en forma preliminar que para la evolución previa al ciclo Famatiniano, las Sierras de Córdoba y San Luis pudieron tener una historia común, si bien los efectos orogénicos pampeanos habrían sido más intensos en Córdoba. La datación U-Pb SHRIMP de circones heredados, con edades meso a neoproterozoicas (Rapela *et al.* 1998), que sugieren fuentes de esas edades para las metapelitas de alto grado y granitoides peraluminosos de Córdoba (Rapela 2000), no se contradice con la posibilidad de existencia de komatiitas precámbricas en el sustrato de la Sierra de San Luis. La sedimentación de la Formación San Luis, acotada en los alrededores o anteriores a los 529 Ma, podría corresponder a un proceso superficial no afectado por la deformación y metamorfismo que ocurrían en profundidad. Las unidades de bajo grado de San Luis han sido equiparadas con las similares de Sierra de Córdoba y Sierra Norte de Córdoba (Prozzi y Ortiz Suárez 1994), si bien los metamorfismos pudieron haber ocurrido en tiempos distintos.

A pesar de la posible historia en común durante el desarrollo del ciclo Pampeano, la Sierra de San Luis se distingue de la de Córdoba, debido a la diferente evolución seguida durante la fase orogénica principal del ciclo Famatiniano. De acuerdo a la propuesta de Otamendi (1995) y Otamendi *et al.* (1996), la falla Las Lajas y la faja de cizalla dúctil asociada (orientación NO, transporte tectónico inverso hacia el oeste) del extremo sur de la sierra de Comechingones (Sierra de Córdoba) constituyen la estructura que separaría al terreno Pampeano (Sierra de Córdoba) del Famatiniano (Sierra de San Luis). Recientemente, dicha faja de cizalla fue incorporada en la extensión austral (Fagiano *et al.* 2002) de la zona de cizalla Guacha Corral (Martino *et al.* 1995), truncada tanto por el batolito posorogénico de Achala como del cerro Áspero. La reinterpretación de Fagiano *et al.* (2002) le asigna a esta faja un ancho de alrededor de 20 km, hacia el sur del batolito de Achala. Esta misma faja y su extensión norte fue estudiada con gran detalle y denominada zona de falla Tres

Arboles, y postulada como un límite tectónico mayor entre las rocas de las sierras de Córdoba y San Luis (Simpson *et al.* 2003; Whitmeyer y Simpson 2003). Por lo tanto, estos últimos estudios estarían confirmando la propuesta original de Otamendi (1995).

Con posterioridad al Ordovícico, y durante la evolución de la etapa tardía a posorogénica famatiniana (Silúrico a Carbonífero Temprano), las Sierras de San Luis y de Córdoba comparten nuevamente una historia en común: ausencia de metamorfismo regional, deformación canalizada a través de fajas de cizalla dúctil y emplazamiento de granitoides tardío a posorogénicos. Las edades, geometría y cinemática de las fajas de cizalla descriptas para la Sierra de Córdoba (Martino, 1993; Martino *et al.* 1995; Kraemer *et al.* 1995; Otamendi 1995; Sims *et al.* 1998; Simpson *et al.* 2003) son comparables a las descriptas para la Sierra de San Luis. De la misma manera, son comparables las edades, formas de emplazamiento y composiciones de los granitoides posorogénicos a anorogénicos de Córdoba y San Luis.

Estos últimos eventos famatinianos son de menor magnitud orogénica al compararse con lo ocurrido durante el climax ordovícico. Se relacionarían posiblemente con las últimas compresiones asociadas a la acreción del terreno alóctono Cuyania, o bien con los efectos distales de un nuevo eje orogénico instalado hacia el occidente (acreción de Chilena, Ramos *et al.* 1986; Ramos y Basei 1997).

Conclusiones

La revisión geológica del basamento de la Sierra de San Luis permite elaborar un modelo de evolución dividida en tres etapas:

1) Procesos pre-famatinianos: Incluyen una sedimentación siliciclástica con intercalaciones volcánicas ultramáficas a máficas, y depositación de estratos de Fe bandeado, cuya edad podría ser precámbrica. La estructuración NO y el metamorfismo asociado se preservan como eventos relícticos, cuyos controles isotópicos pampeanos son escasos. Por otro lado, se verifica una sedimentación pampeana, acotada en los alrededores de los 529 Ma.

2) Orogenia Famatiniana fase principal: Es la que delinea los rasgos más importantes de la sierra. Se instala el arco magmático ya con anterioridad a los 507 Ma, y durante el Ordovícico se intensifican las actividades ígnea, tectónica y metamórfica regional, deformando a los granitoides y a las rocas de caja en grados variados, y originando una estructuración penetrativa de rumbo NNE.

3) Orogenia Famatiniana, etapa tardía a posorogénica: Se extiende entre el Silúrico y el Carbonífero temprano. Los efectos orogénicos son menores. La deformación se canaliza mediante zonas de cizalla dúctil, que yuxtaponen las diferentes fajas de metamorfitas. La cinemática

general es de transporte tectónico inverso hacia el oeste. Ya no se registran metamorfismos regionales, sino sólo aquellos locales asociados a las fajas de cizalla y retrogradaciones. Se emplazan los granitoides tardío- a posorogénicos, que en general cortan a las fajas de cizalla.

El climax orogénico ordovícico de Sierras Pampeanas fue vinculado a colisión de terrenos. La Sierra de San Luis se ubica en el autóctono de Gondwana, en cuyo margen proto-andino se emplazó el arco magmático como resultado de la subducción asociada. La deformación y el metamorfismo afectaron no sólo al arco magmático (y al borde occidental de Gondwana), sino también al terreno acrecionado de Cuyania en su borde oriental. Debido a esta superposición de los acontecimientos famatinianos sobre el sustrato pampeano del borde de Gondwana, en las Sierras Pampeanas Orientales se diferencian bien una faja oriental Pampeana (faja de la Sierra de Córdoba, casi sin superposición de procesos ordovícicos) y otra occidental Famatiniana (faja de la Sierra de San Luis), en donde los acontecimientos pampeanos fueron casi totalmente borrados por los procesos ordovícicos. Más hacia el oeste en las Sierras Pampeanas Occidentales, el basamento mesoproterozoico del terreno Cuyania presenta un tectonismo ordovícico sobreimpuesto, que exhibe cierta variación en su intensidad, en dirección norte-sur.

Agradecimientos

Agradecemos los fructíferos intercambios de opiniones mantenidos a través de los años con A. Ortiz Suárez, C. Costa, W. von Gosen y C. Prozzi. De J.M. Ponce hemos recibido la ayuda en las tareas de campo de la tesis doctoral de P. González. Al Conicet, por el financiamiento de proyectos, a la Conae, por la provisión de los datos satelitales, y a la Universidad Nacional de La Plata, por financiarnos parte de las tareas de campo. La información isotópica incorporada fue parcialmente adquirida con asistencia de un proyecto bilateral Conicet-CNPq. La prolija revisión de los árbitros permitió mejorar la calidad del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, G.F. y Toselli, A.J., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología (1973), Actas 2: 755-764, Caracas.
- Aceñolaza, G.F., Miller, H. y Toselli, A.J., 2000. The Pampean and Famatinian Cycles – Superposed orogenic events in West Gondwana. Sonderheft ZAF SH1:337-344.
- Astini, R., Benedetto, J., Vaccari, N., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane, a geodynamic model. Geological Society of America Bulletin 107: 253-273.
- Azcuy, C., Andreis, R., Cuerda, A., Pensa, M.V., Valencio, D.A. y Vilas, J.F., 1987. Cuenca Paganzo. En: Archangelsy, S. (Ed.): El

- Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 41-99, Córdoba.
- Bonalumi, A. y Baldo, E., 2002. Ordovician magmatism in the Sierras Pampeanas de Córdoba. In: Aceñolaza, F.G. (Ed.): Aspects of the Ordovician System in Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 16: 243-256, Tucumán.
- Brodtkorb, M. K. de, y Brodtkorb, A., 1999. Yacimientos de scheelita asociados a anfibolitas y rocas calcosilicáticas, San Luis. En: Zappettini, O. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 257-269, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M. y Pezzutti, N., 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociados a anfibolitas, provincias de San Luis y Córdoba. En: Brodtkorb, M.K. (Ed.): Geología de los Yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba. Publicación del Instituto de Recursos Minerales (UNLP), 1: 169-184, La Plata.
- Brodtkorb, M. K. de y Ortiz Suárez, A., 1999. Ambiente geológico de formación de los yacimientos de wolframio de San Luis. En: Zappettini, O. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 227-231, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M., Pezzutti, N., Dalla Salda, L.H., 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de San Luis. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 181-190. S.C. de Bariloche.
- Brogioni, N., 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geología y edad. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 115-118, Tucumán.
- Brogioni, N., 1993. El batolito de Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geocronología Rb/Sr y ambiente tectónico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 54-60, Mendoza.
- Brogioni, N., 1994. Petrología de la faja de rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 967-971. Concepción.
- Brogioni, N., 1997. Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras – Piedras Coloradas, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52(4): 515-538.
- Brogioni, N., 2001a. Geología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56: 281-292.
- Brogioni, N., 2001b. Petrología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56: 535-547.
- Brogioni, N. y Ribot, A., 1994. Petrología de los cuerpos La Melada y La Gruta, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49: 269-283.
- Brogioni, N., Parrini, P. y Pecchioni, E., 1994. Magmatismo pre y sin-colisional en el cordón de El Realito, Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 962-965. Concepción.
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 225-291. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Carugno Durán, A., 1998a. Geología y petrografía de la Sierra de Socosora. Provincia de San Luis. República Argentina. 2° Congreso Uruguayo de Geología: 108-112, Montevideo.
- Carugno Durán, A., 1998b. Metamorfistas al este de La Florida, San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 338-343, Buenos Aires.
- Carugno Durán, A., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1992. Deformación en granitoide del Río V, provincia de San Luis. 8° Reunión de Microtectónica, Actas 83-86, San Carlos de Bariloche.
- Castro de Machuca, B., Pontoriero, S. y Llambías, E.J., 1996. Evidencias petrológicas y geoquímicas de la evolución de un arco magmático en la Sierra de la Huerta, provincia de San Juan. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 439-452. Buenos Aires.
- Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J., 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. Geology 29(8): 703-706.
- Cingolani, C.A. y Varela, R., 1999. Rb-Sr isotopic age of basement rocks of the San Rafael Block, Mendoza, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, Actas 23-26, Villa Carlos Paz, Argentina.
- Coira, B. y Koukharsky, M., 2002. Ordovician volcanic activity in the Puna, Argentina. In: Aceñolaza, F.G. (Ed.): Aspects of the Ordovician System in Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 16: 267-280, Tucumán.
- Criado Roqué, P., Mombrú, C. y Ramos, V., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología y Recursos Minerales de la Provincia de San Luis. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino, 155-192, San Luis.
- Cucchi, R.J., 1964. Análisis estructural de cuarcitas y granulitas bandeadas miloníticas de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 19: 135-150.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? Geology 20: 617-620.
- Dalla Salda, L.H., López de Luchi, M., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1998. Laurentia-Gondwana collision: The origin of the Famatinian – Appalachian Orogenic Belt (a review). En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.): The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 142: 219-234, London.
- Dalziel, I.W.S., 1997. Neoproterozoic – Palaeozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. Geological Society of America Bulletin 109: 16-42.
- Delakowitz, B., Höll, R., Hack, M., Brodtkorb, M.K. de y Stärk, H., 1991. Geological and geochemical studies of the Sierra del Morro-Oeste (San Luis Province, Argentina): meta-sediments and meta-volcanics from a probable back-arc setting. Journal of South American Earth Sciences, 4: 189-200.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A.M. y Martino, R., 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 1: 259-264, Buenos Aires.
- Fernández, R., Pezzutti, N. y Brodtkorb, M. K. de, 1991. Geología, petrografía y yacimientos entre Pampa de Tamboreo - Paso del Rey - Santo Domingo, Provincia de San Luis. En: M.K. Brodtkorb (Ed.): Geología de los Yacimientos de Wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba. Publicación del Instituto de Recursos Minerales (UNLP), 1: 153-170, La Plata.
- Foster, G., Kinny, P., Vance, D., Prince, C. y Harris, N., 2000. The significance of monazite U-Th-Pb age data in metamorphic assemblages; a combined study of monazite and garnet chronometry. Earth and Planetary Science Letters 181: 327-340.
- González, P.D., 2000. Banded Iron Formation del basamento pre-Famatiniano de San Luis: primer registro en Argentina. En: Schalamuk, I., M. K. de Brodtkorb y R. Etcheverry (Eds.): Mineralogía y Metalogenia 2000. INREMI, Publicación N° 6: 191-198, La Plata.
- González, P.D. y Llambías, E.J., 1998. Estructura interna de las metamorfitas pre-Famatinianas y su relación con la deformación del Paleozoico inferior en el área de Gasparillo, San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 421-426, Buenos Aires.
- González, P.D. y Sato, A.M., 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, Actas 1 (sesión temática 4): 621-625, Puerto Varas.
- González, P.D., Sato, A.M., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F. y Llambías, E.J., 2002a. Structure, metamorphism and age of the Pampean-Famatinian Orogenies in the Western Sierra de San Luis. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 51-56, Buenos Aires.
- González, P.D., Sato, A.M. y Llambías, E.J., 2002b. The komatiites and associated mafic to ultramafic metavolcanic rocks of western Sierra de San Luis. Actas 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), 2: 87-90, Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19 (3): 135-150.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A.N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Gromet, L.P. y Simpson, C., 1999. Age of the Paso del Carmen pluton and implications for the duration of the Pampean Orogeny, Sierras de Córdoba. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 149-151, Salta.
- Hack, M., Brodtkorb, M.K., Höll, R. y Brodtkorb, A., 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheelíticos entre el dique La Florida y pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. En: M.K. Brodtkorb (Ed.): Geología de los Yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba. Publicación del Instituto de Recursos Minerales (UNLP), 1: 113-152, La Plata.
- Hauzenberger, C., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S. y Dimieri, L., 2001. Metamorphic evolution of the Sierra de San Luis, Argentina: granulite facies metamorphism related to mafic intrusions. *Mineralogy and Petrology*, 71: 95-126.
- Kilmurray, J., 1981. Petrología metamórfica y aspectos estructurales de las formaciones comprendidas entre La Toma y el Río Quinto. Sierras de San Luis. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 12 (1-2): 31-45.
- Kilmurray, J., 1982. Estructura y petrología de la región de Trapiche, Dique La Florida, Provincia de San Luis, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 239-249. Buenos Aires.
- Kilmurray, J. y Dalla Salda, L.H., 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. Obra del Centenario del Museo de La Plata, Sección Geología: 167-178. La Plata.
- Kilmurray, J. y Villar, L., 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología y Recursos Minerales de la Provincia de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 33-54. San Luis.
- Kittl, E., 1965. Las edades de las rocas graníticas y los ciclos metalogenéticos de la República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 44: 147-150.
- Kostadinoff, J., Gregori, D., Bjerg, E., Raniolo, A. y Álvarez, G., 2002. La prolongación austral de las Sierras de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57(4): 359-364.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40' - 32°40'), Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50(1-4): 47-59.
- Kröner, A. y Williams, I.S., 1993. Age of metamorphism in the high-grade rocks of Sri Lanka. *The Journal of Geology* 101:513-521.
- 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.
- Llambías, E.J. y Malvicini, L., 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las Sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. Asociación Geológica Argentina, Revista, 37: 100-143.
- Llambías, E.J., Cingolani, C.A., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz Suárez, A., Caminos, R., Toselli, A. y Saavedra, J., 1991. Leucogranodioritas sin-cinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis. Actas 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos, p.187-191, Viña del Mar.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Prozzi, C. y Sánchez, V., 1996a. Los pendants de gneises en el Plutón Gasparillo: evidencia de un metamorfismo pre-Famatiniano en las Sierras de San Luis. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 369-376. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Quenardelle, S., Ortiz Suárez y A., Prozzi, C., 1996b. Granitoides sincinemáticos de la Sierra Central de San Luis. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 487-496. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications, 142: 325-341, London.
- Llaneza, G. y Ortiz Suárez, A., 2000. Geología y petrografía del granito El Peñón (Provincia de San Luis) y su relación con el metamorfismo y la deformación. Actas 9° Congreso Geológico Chileno, 1: 639-643, Puerto Varas.
- López de Luchi, M., 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y el Batolito de Renca, provincia de San Luis. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 84-87, Tucumán.
- López de Luchi, M., 1993. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y el batolito de Renca, provincia de San Luis. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 42-53. Mendoza.
- López de Luchi, M., 1996. Enclaves en un batolito posttectónico: petrología de los enclaves microgranulares del batolito de Renca, Sierras Pampeanas, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 51: 131-146.
- López de Luchi, M. y Cerredo, M.E., 2001. Submagmatic and solid-state microstructures in La Tapera pluton. San Luis. Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial 5: 121-125, Buenos Aires.
- López de Luchi, M.A., Ostera, H.A., Linares, E., y Rossello, E.A., 2001. Preliminary calculations of the cooling rate of the Renca Batholith, Sierra de San Luis, Argentina. III South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstract Volume (CD), p.45-48, Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile.
- López de Luchi, M.G., Hoffmann, A., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A., 2002a. Temporal constraints on the polyphase evolution of the Sierra de San Luis. Preliminary report based on biotite and muscovite cooling ages. Actas 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), 1: 309-315, Buenos Aires.
- López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Rosello, E. y Geuna, S. 2002b. Rock and magnetic fabric of the Renca Batholith (Sierra de San Luis, Argentina): constraints on emplacement. *Lithos* 61: 161-186.
- López de Luchi, M., Fantín, M. y Rapalini, A., 2002c. Batolito La Totorá, Sierras de San Luis, Argentina: primeros resultados. Actas 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), 1: 269-274, Buenos Aires.
- Loske, W. y Miller, H., 1996. Sistemática U-Pb de circones del granito de Ñuñorco-Sañogasta. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina*, Münchner Geologische Hefte 19(A): 221-227, München.
- Malvicini, L. y Brogioni, N., 1993. Petrología y génesis del yacimiento de sulfuros de Ni, Cu, y platinoideos «Las Águilas Este», Provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48 (1): 3-20.
- Martínez, A. y Montenegro, T., 1998. Petrología del granito en los alrededores de El Trapiche, San Luis, Argentina. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 232-237, Buenos Aires.

- Martino, R.D., 1993. La faja de deformación "Guamanes": petrología, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(1): 21-32.
- Martino, R.D., Kraemer, P.D., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta a las Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 60-77.
- Merodio, J., Dalla Salda, L.H. y Rapela, C.W., 1978. Estudio petrológico y geoquímico preliminar del cuerpo básico de la región de San Francisco del Monte de Oro, Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (2): 122-138.
- Mezger, K. y Krogstad, E.J., 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology* 15:127-140.
- Mezger, K., Rawnsley, C.M., Bohlen, S.R. y Hanson, G.N., 1991. U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack mts., New York. *The Journal of Geology* 99: 415-428.
- Ortiz Suárez, A., 1988. El basamento de Las Aguadas, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 19 (1-4): 13-24.
- Ortiz Suárez, A., 1996. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51: 321-330.
- Ortiz Suárez, A., 1999. Geología y petrología del área de San Francisco del Monte de Oro, San Luis. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Físico - Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis. 259 p., inédito.
- Ortiz Suárez, A. y Ulacco, H., 1999. Edad del Complejo Intrusivo de Rodeo Viejo, provincia de San Luis. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino*, 1: 105, Salta.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E.J., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos*, 48: 269-277, Madrid.
- Otamendi, J.E., 1995. Petrología, geoquímica y estructura del basamento pre-carbonífero del extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto, 288 p. (inédito).
- Otamendi, J.E., Nullo, F.E., Fagiano, M. y Aragón, E., 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: Algunas implicancias tectónicas. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 249-266. Buenos Aires.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications, 142: 343-367, London.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M., 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.
- Prozzi, C., 1990. Consideraciones acerca del Basamento de San Luis. *11º Congreso Geológico Argentino*, Actas 1: 452-455, San Juan.
- Prozzi, C. y Ramos, G., 1988. La Formación San Luis. *1º Jornadas de Trabajo de las Sierras Pampeanas*, Abstracts p. 1, San Luis.
- Prozzi, C. y Ortiz Suárez, A., 1994. Rocas metamórficas de bajo grado en las Sierras Pampeanas (Argentina). *7º Congreso Geológico Chileno*, Actas 2: 1167-1171, Concepción.
- Quenardelle, S.M., 1993. Caracterización geológica-petroológica del Granito San José del Morro, provincia de San Luis. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 4: 61-67, Mendoza.
- Quenardelle, S.M., 1995. Petrografía y geoquímica del plutón San José del Morro, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50: 229-236.
- Ramos, G., Prozzi, C. y Ortiz Suárez, A., 1996. Conglomerados del basamento de Sierras Pampeanas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 1: 607-617, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic - Early Paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes*, 11: 168-175.
- Ramos, V.A., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. En: M.K. Brodtkorb (Ed.): *Geología de los Yacimientos de Wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba*. Publicación del Instituto de Recursos Minerales (UNLP), 1: 185-196, La Plata.
- Ramos, V.A., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(24): 715-784, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Basei, M.A.S., 1997. The basement of Chileña: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic. *Terrane Dynamics - 97*, Conference Abstracts, p.140-143, Christchurch.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.
- Ramos, V.A., Vujovich, G. y Dallmeyer, R.D., 1996. Los klippen y ventanas tectónicas preandinas de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): Edad e implicaciones tectónicas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 5: 377-391, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Dallmeyer, R.D. y Vujovich, G., 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds). *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications, 142:143-158, London.
- Rapela, C.W., 2000. The Sierras Pampeanas of Argentina: paleozoic building of the southern proto-Andes. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.): *Tectonic evolution of South America*, 381-387, Río de Janeiro.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J., 2002. Eventos tecto-magmáticos del Paleozoico Inferior en el margen proto-atlántico del sur de Sudamérica. *15º Congreso Geológico Argentino (El Calafate)*, Actas 1: 24-29, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., R.J. Pankhurst, Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds). *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications, 142: 181-217, London.
- Remane, J., 2000. *International Stratigraphic Chart*. Unesco, IUGS.
- Rossi, J.M., Willner, A.P. y Toselli, A.J., 2002. Ordovician metamorphism of the Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina and Cordillera Oriental, Northwestern Argentina. In: Aceñolaza, F.G. (Ed.): *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 16: 225-242, Tucumán.
- Saavedra, J., Pellitero, E., Rossi, J.N. y Toselli, A.J., 1992. Magmatic evolution of the Cerro Toro granite, a complex Ordovician pluton of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 5(1): 21-32.
- Sánchez, V., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1996. Geología y petrografía de la tonalita Bemberg, provincia de San Luis. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 3: 669-677, Buenos Aires.
- Sato, A.M., 1993. Deformación de la tonalita pre-cinemática de Las Verbenas, Sierra de San Luis, Argentina. *1º Simposio Internacional del Neoproterozoico - Cámbrico de la cuenca del Plata*, 1: 1-5. La Paloma, Uruguay.

- Sato, A.M. y Llambías, E.J., 1994. Granitoides pre-cinemáticos del sur de la Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1200-1204, Concepción.
- Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. Llambías, E.J., 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, Actas 5: 259-272, Buenos Aires.
- Sato, A.M., Varela, R. y Llambías, E.J., 1999. Rb-Sr whole rock and mineral data from Bemberg and La Escalerilla Plutons, Sierra de San Luis, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, Actas 127-131, Carlos Paz.
- Sato, A.M., Tickyj, H., Llambías, E.J. y Sato, K., 2000. The Las Matras tonalitic-trondhjemitic pluton, central Argentina: Grenvillian-age constraints, geochemical characteristics, and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences* 13:587-610.
- Sato, A.M., González, P.D. y Sato, K., 2001a. First indication of Mesoproterozoic age from the western basement of Sierra de San Luis, Argentina. 3° South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstract Volume (CD), 620-623, Sociedad Geológica de Chile, Santiago.
- Sato, A.M., González, P.D., Petronilho, L.A., Llambías, E.J., Varela, R. y Basei, M.A.S., 2001b. 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 the Sierra de San Luis: Famatinian magmatic arc and low to high-grade metamorphism. In: Aceñolaza, F.G. (Ed.): *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 16, 327-346, Tucumán.
- Sato, A.M., González, P.D., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Tickyj, H. y Ponce, J.M., 2003. The Famatinian granitoids of the southwestern Sierra de San Luis, Argentina. Enviado a 4° South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Brasil.
- Simpson, C., Law, R.D., Gromet, L.P., Miró, R. y Northrup, C.J., 2003. Paleozoic deformation in the Sierras de Cordoba and Sierra de Las Minas, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 749-764.
- 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, Buenos Aires.
- Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart Smith, P. y Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications, 142: 259-281. London.
- 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.
- Stuart-Smith, P.G., Camacho, A., Sims, J.P., Skirrow, R.G., Lyons, P., Pieters, P.E., 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. In: Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (Eds.): *Laurentia-Gondwana before Pangea*. Geological Society of America Special Paper 336, p. 87-114.
- Tickyj, H., Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1999. El basamento cristalino de la región sur-oriental de la provincia de La Pampa: Extensión austral del Orógeno Famatiniano de Sierras Pampeanas. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:160-163, Salta.
- Tickyj, H., Llambías, E.J. y Melchor, R.N., 2002. Ordovician rocks from La Pampa province, Argentina. In: Aceñolaza, F.G. (Ed.): *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 16: 257-266, Tucumán.
- Toselli, A.J., Sial, A.N. y Rossi, J.N., 2002. Ordovician magmatism of the Sierras Pampeanas, Famatina System and Cordillera Oriental, NW Argentina. In: Aceñolaza, F.G. (Ed.): *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 16, p. 313-326., Tucumán.
- Turner, J.C.M. y Méndez, V., 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, República Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 51(1-2):11-24.
- Varela, R., Llambías, E.J., Cingolani, C.A. y Sato, A.M., 1994. Datación de algunos granitoides de la Sierra de San Luis (Argentina) e interpretación evolutiva. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1249-1253, Concepción.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Sato, A.M., González, P.D., Siga Jr., O., Campos Neto, M.da C. y Cingolani, C., 2003. Grenvillian basement and Famatinian events of the Sierra de Umango (29° S): a review and new geochronological data. Enviado a 4° South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Brasil.
- von Gosen, W., 1998a. 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(1): 79-109.
- von Gosen, W., 1998b. Transpressive deformation in the southwestern part of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 233-264.
- von Gosen, W. y Prozzi, C., 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierras de San Luis, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 301-314, Buenos Aires.
- 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. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication, 142: 235-258, London.
- 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.
- Vujovich, G.I., van Staal, C. y Davis, W., 2003. Terreno Cuyania: relaciones tectonoestratigráficas y evolución de la Sierra de Pie de Palo, Argentina. Abstracts Simposio Internacional *Acresção do microcontinente Cuyania à proto-margem do Gondwana*, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 18, Porto Alegre.
- Whitmeyer, S.J. y Simpson, C., 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. *Journal of Structural Geology* 25: 909-922.
- Zardini, R., 1966. Composición, estructura y origen del plutón de la Pampa del Tamboreo (provincia de San Luis). *Acta Geológica Lilloana*, 8: 50-73.

Recibido: 26 de mayo, 2003

Aceptado: 15 de agosto, 2003