

Fases de deformación dúctil en formaciones eopaleozoicas de la sierra de Ambargasta, Santiago del Estero, y su significado estratigráfico

A. MASSABIE, D. MUTTI, A. SANGUINETTI, M. CEGARRA y M. MOZETIC

Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires

ABSTRACT. *Ductile deformation phases in eopalaeozoic formations in the Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero and their stratigraphical significance.* In the south of Santiago del Estero Province and in the north of Córdoba Province, the regional outcrops of Late Precambrian igneous-metamorphic basement show a N to NE tectonic trend which varies from the mainly N-S trend of the hills of central and southern Córdoba ranges. This ancient basement is dominated by granites and acidic porphyritic rocks which are best exposed in the Ambargasta Hills. Minor outcrops of medium-high grade metamorphic rocks (gneisses, schists, amphibolites and marbles) are better exposed in the central and southern Córdoba ranges. In the main, this paper deals with unconformable overlying Eopalaeozoic folded quartzose sandstones, conglomerates and pelitic hornfels that compose the El Escondido and La Clemira formations, almost exclusively confined to the Ambargasta hills. The folded rocks are partially affected by contact metamorphism associated with intrusive granites dated as being of Late Cambrian (K/Ar 517 ± 15 Ma, intruding La Clemira Formation) and Carboniferous age (K/Ar 325 ± 10 Ma, intruding in El Escondido Formation). The lithologic characteristics and location of these units, at the western boundary of the Chacoparaná Basin, allow correlation with the subsurface marine Early Paleozoic units of that basin. However, tectonic studies by means of statistical mapping of ductile deformation structures (So; fold axis measurements), show the preservation of D2 (328) and D3 (18) deformations of Late Cambrian to Ordovician-Silurian age in El Escondido Formation, and recognized in several locations in the regional Late Precambrian metamorphic rocks of the Córdoba Pampean ranges. The stratigraphical position of the La Clemira and El Escondido Formations is restricted to the Cambrian-Early Ordovician, and could probably correlate with Las Breñas Formation or the Cambrian-Ordovician deposits of the Las Breñas Basin. A modification of the boundary of the Early Paleozoic Chacoparaná and the Las Breñas basins is therefore suggested, extending them towards the southwest over the southern Santiago del Estero Hills.

Introducción

La región de estudio se localiza en la porción serrana austral de la provincia de Santiago del Estero. Incluye el extremo septentrional del cordón de las Sierras Pampeanas orientales, correspondiente a las poco destacadas serranías de Ambargasta y Sumampa. La ubicación de la comarca de interés (Fig. 1) destaca los lugares donde se han efectuado relevamientos de detalle y su proyección a un tramo del borde occidental de la cuenca chacoparanense.

La finalidad de este trabajo es aportar al posicionamiento estratigráfico, a partir del conocimiento de la deformación experimentada por unidades litológicas que fueran señaladas por Quartino (1968) bajo las denominaciones de formaciones La Clemira y El Escondido y asignadas por el mismo autor al Paleozoico temprano en aquella

oportunidad y también en una contribución reciente (Quartino y Quartino 1996), edad que en lo referente a La Clemira fuera mantenida por Castellote (1982). Dichas unidades, que tendrían afloramiento casi exclusivo en esta comarca, (Bodenbender 1905; Beder 1931; Lucero 1969; Quartino *et al.* 1978; Massabie 1982) se preservan como relictos de una cubierta sedimentaria antigua, regionalmente discordante sobre el basamento metamórfico neoproterozoico de las Sierras Pampeanas orientales. La base de estas unidades sedimentarias - metasedimentarias no ha sido observada en forma directa, no obstante, los criterios para suponer una relación de discordancia se basan en un contraste marcado expresado por un cambio en el tipo y grado metamórfico con respecto a la unidad estratigráfica inmediata inferior, de extensión regional.

En este trabajo se presenta una ampliación de la

caracterización litológica (Quartino *et al.* 1978) y se aportan los resultados de relevamientos estructurales detallados de estas unidades efectuados en la región de la sierra de Ambargasta, los cuales han permitido identificar fases de deformación dúctil expresadas en plegamiento y geometrías característicos de interferencia comparables con aquellas que fueron

previamente analizadas por Dalla Salda (1984) y Mutti (1987) en las Sierras Pampeanas de Córdoba. Sobre esta base y teniendo en cuenta el conocimiento estratigráfico y tectónico regional, se analiza el posicionamiento temporal de las unidades y su probable significado en la historia geológica de la cuenca chacoparanense.

Marco geológico

Sobre la base del conocimiento geológico regional

(Methol 1958; Lucero 1969; Gordillo y Lencinas 1979) se pone de relieve que a partir de la megafactura diagonal Dean Funes - Avellaneda en la provincia de Córdoba, hacia el norte, cobra independencia morfoestructural la sierra Norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero (Massabie 1987), la cual presenta un arrumbamiento NNE, a diferencia del restante sistema serrano cordobés que muestra en conjunto una disposición submeridiana hasta NNO (Fig. 2).

La composición geológica en este tramo septentrional amerita también destacar particularidades significativas en cuanto a las unidades de basamento y cubierta que la integran. Dentro de las entidades del basamento hay un predominio de rocas graníticas, acompañadas por una profusión de pórfidos de composición ácida, expuestos principalmente los últimos en la sierra de Ambargasta. En la comarca considerada tiene relativamente escasa extensión aflorante la unidad más antigua, correspondiente a las

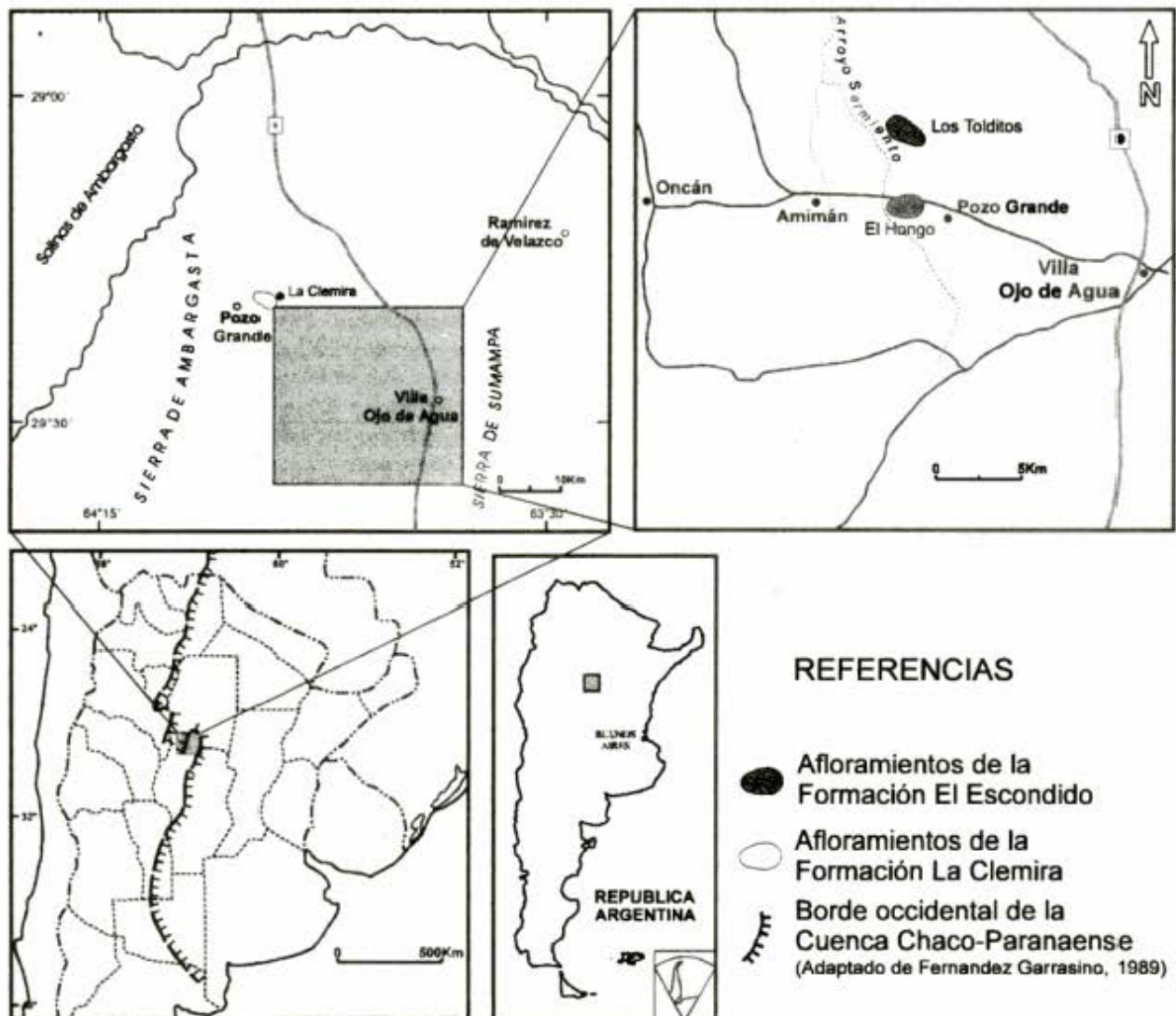


Figura 1: Localización de la comarca estudiada.

metamorfitas regionales precámbricas tardías (gneis, esquisto, anfibolita y caliza de grado metamórfico medio-alto), cuyas edades Rb/Sr fueron determinadas por Cingolani y Varela (1975), y magmatitas como la tonalita de la sierra de Ambargasta de 900 Ma (Linares y González 1990), que son características de la porción central y sur de las sierras de Córdoba, "basamento granítico o altamente metamórfico" (Lesta 1995).

Con excepción de la cubierta eopaleozoica plegada que ha motivado este trabajo, la cubierta sedimentaria no metamórfica y levemente deformada del basamento aflorante, ha sido considerada del Paleozoico superior y Mesozoico (Pastore 1938; Methol 1958; Lucero 1969) y constituye en la comarca mayoritariamente depósitos de areniscas cuarzo-feldespáticas y estratos rojos subhorizontales o suavemente inclinados.

En la estructuración tectónica moderna representativa de la acción de la orogenia Andica sobre el sector serrano del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, se pone de relieve la preponderancia del fallamiento longitudinal y transversal (Fig. 2) que determina su compartimentación en bloques (Lucero Michaut 1979; Ichazo 1978).

Durante el Paleozoico temprano, esta región habría formado parte de una cuenca de retroarco en un sector relativo proximal al arco magmático de las Sierras Pampeanas occidentales. La deformación dúctil de la cubierta sedimentaria de esa edad sería respuesta al pico de la fase compresiva Oclóyica (Ordovícico tardío - Silúrico) y, en una etapa posterior (Devónico - Carbónico), las condiciones extensionales subsecuentes permitirían el emplazamiento restringido de un plutonismo granítico epizonal de intraplaca, dentro del cual se incluye al plutón del arroyo Sarmiento representante singular en la comarca del ciclo eruptivo tardío paleozoico de las Sierras Pampeanas (Linares y Latorre 1969; González *et al.* 1985) y que es, a su vez, correlacionable con el batolito de Achala (Gimenez de Patiño Douce 1989; Rapela *et al.* 1992).

Litología, relaciones y edad

Los afloramientos estudiados de la Formación El Escondido (Quartino *et al.* 1978), de baja expresión morfológica, se localizan a la latitud de Ojo de Agua, unos 12,5 a 14 kilómetros al oeste de la ruta n° 9 camino a Pozo Grande en las cercanías del arroyo Sarmiento (que corresponde al arroyo Escondido, de Quartino y Quartino 1996, a estar con la toponimia de la Hoja 2963-III, Villa Ojo de Agua escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Militar) y el cerro Los Tolditos (Fig. 1). Las areniscas de esta unidad tienen coloración rosada a blancoamarillenta y con frecuencia gradan a bancos, de hasta dos metros de espesor, de conglomerados matriz soportados con fenoclastos bien

redondeados en una proporción de 5-10% de cuarcitas, granito y pórfidos con cuarzo de 1 a 10 cm de diámetro. Las areniscas muestran bandeamiento por diferencia de impregnación ferruginosa y estratificación de espesor decimétrico por aumento de la matriz y del material ligante arcilloso. En algunos afloramientos se han preservado ondulitas asimétricas. Muestras obtenidas se clasifican como sublitoarenita (Fig. 3b) y ortoconglomerado polimítico de matriz de arenita cuarzosa con cemento arcilloso dominante, escasamente recristalizado a moscovita y con participación de carbonato, de acuerdo con la clasificación de Folk *et al.* (1970).

Esta unidad tiene relaciones de contacto intrusivo con las rocas graníticas que afloran en el arroyo Sarmiento, las cuales forman parte de los extensos asomos granitoides de la sierra de Ambargasta (Castellote 1985). Allí la observación detallada de la zona de contacto (Fig. 4) ha permitido verificar que el granito penetrativo en las areniscas ha determinado su aumento de tenacidad por recristalización, disolución parcial, corrosión del cuarzo y crecimiento metasomático de cuarzo y feldespato potásico. Por otra parte, estos afloramientos de areniscas se hallan cercanos, aunque sin relaciones de contacto visibles, a exposiciones aisladas de gneises y anfibolitas correlacionables con las metamorfitas precámbricas tardías, ubicadas poco al E, en las proximidades del cruce de caminos en Pozo de Agua. La Formación La Clemira forma un conjunto de afloramientos aislados de metapelitas y metapsamitas en la sierra de Ambargasta que se distribuyen hacia el poniente de los anteriores, en las proximidades de La Clemira, al oeste de La Chiquita y en Quebracho Colorado, entre los

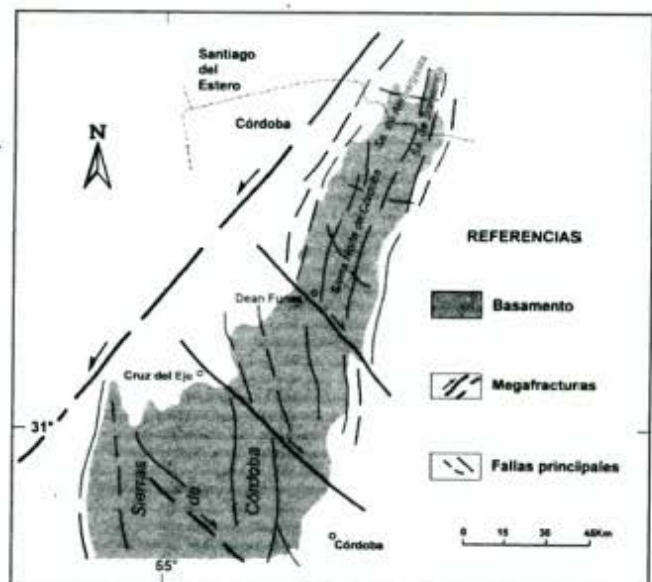


Figura 2: Estructura de fracturación regional de la sierra Norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero. Adaptado de Lucero Michaut (1979), Gordillo y Lencinas (1979) y Massabie (1987).

extensos asomos semicubiertos graníticos de Ambargasta (Formación Ambargasta, Castellote 1982). Se trata de hornfels biotítico-cordierítico (Fig. 3b) de color gris oscuro a negro y fractura en lápiz, formados a expensas de pelitas y areniscas finas con laminación paralela y entrecruzada. Se advierte microplegamiento apretado y disarmónico en los hornfels moteados, los cuales están además intruidos por venas aplíticas de 2 a 5 centímetros de potencia.

En la comarca estudiada los afloramientos de granitoides se caracterizan al microscopio por variaciones entre granito y granodiorita, con predominio de ortosa como feldespato potásico y frecuentes crecimientos gráficos entre cuarzo y feldespato alcalino (Quartino *et al.* 1978).

En el flanco noreste de la loma de Los Tolditos, afloran rocas graníticas de grano medio a grueso de las que se extrajo una muestra clasificada como adame-lita. En el arroyo Sarmiento aflora una granitita de color rosado, grano grueso y levemente porfiroide, fresca. Estas rocas se hallan a su vez intruidas por diques oscuros de pórfidos cuarcíferos de espesores variables entre 10 centímetros y 1 metro, y venas de cuarzo lechoso en textura drusoide de 5 a 15 cm de espesor. La datación por el método K/Ar de una muestra de granodiorita obtenida de estos afloramientos proporcionó un valor de 325 ± 10 Ma (Quartino *et al.* 1978).

Sobre la base de las observaciones de campo, deformación y metamorfismo impresos, cabe asociar en principio a las rocas de la Formación El Escondido y a las de la Formación La Clemira como unidades litológicas de similar edad. No obstante debe señalarse que no se han encontrado afloramientos que incluyan a ambas unidades directamente en contacto y que la observación de intrusividad de los granitoides del arroyo Sarmiento y Los Tolditos, se ha verificado sólo con las areniscas de la Formación El Escondido en tanto que para la Formación La Clemira se ha obtenido una edad de metamorfismo térmico de 517 ± 15 Ma, Castellote (1982). Cabe pues la posibilidad de separar estratigráficamente a las formaciones La Clemira y El Escondido, aún dentro de un entorno acotado, como se discute más adelante.

Análisis estructural

A partir del reconocimiento detallado de afloramientos de las formaciones La Clemira y El Escondido se han seleccionado localizaciones adecuadas para realizar estudios micro y mesotectónicos sistemáticos en la última, en facies de areniscas cuarcíticas y areniscas cuarzosas conglomerádicas, las cuales muestran plegamiento apretado similar de escala mesoscópica. El análisis fue realizado sobre la

base de mediciones sistemáticas de planos de estratificación (So) y ejes de pliegues menores, para



Figura 3: a. Afloramiento de hornfels blastopelítico moteado en las cercanías de La Clemira, sierra de Ambargasta occidental. b. Afloramiento de areniscas plegadas de El Escondido-Los Tolditos

caracterizar la geometría de la deformación y establecer las posibilidades de correlación de las fases deformativas presentes en estas unidades con aquellas relevadas en las metamorfitas regionales precámbricas de grado medio-alto (Dalla Salda 1984; Mutti 1987). La base metodológica para la aplicación de estos estudios a partir del objetivo prefijado tiene importancia destacada en comarcas de basamento de geología compleja, ya que de este modo puede contarse con información concreta no sólo acerca del contexto tectónico en que se produjo la deformación de estas rocas, sino también como elemento de observación directa de uno de los caracteres físicos propios (geometría de la deformación) de una unidad rocosa que habilitan su correlación y acotamiento estratigráfico (Massabie 1990).

El análisis estructural mesoscópico ha llevado a seleccionar dos áreas tipo denominadas Los Tolditos y El Hongo (Fig. 1), en rocas de la Formación El Escondido. Sus sedimentitas presentan un plegamiento complejo de distintos órdenes, con amplitudes que varían entre pocos centímetros y varios metros, destacándose en los niveles conglomerádicos una pérdida de la estructura de plegamiento en coincidencia con un aumento de espesor de los bancos. No obstante, las estructuras planares (So) medidas

para su tratamiento en diagramas petrotectónicos (Fig. 5a y 5b) en las localidades tipo definen un modelo de interferencia concentriforme, de acuerdo con la clasificación de Ramsay (1967), el cual resulta de la superposición de al menos dos direcciones de deformación por plegamiento, cuyas orientaciones son NNO-SSE (D2) y NNE-SSO (D3) y resulta también estructuralmente compatible con los afloramientos locales de pliegues y plegamiento de areniscas de El Escondido ilustrados por Quartino y Quartino (1996).

El dominio D2, está definido por rumbos con valores estadísticos medios de 328° para la localidad de Los Tolditos (Fig. 5a) y de 308° para el afloramiento El Hongo (Fig. 5b), ubicado próximo al contacto intrusivo del plutón granítico del arroyo Sarmiento en el flanco oriental de la sierra de Ambargasta. Se trata de estructuras que denotan un fuerte plegamiento con pliegues similares de tipo isoclinal con ejes horizontales y cuyos planos axiales inclinan entre 22° y 42° en la dirección ENE, correspondiente, de acuerdo con la clasificación de Rickard (1971) al tipo inclinado horizontal.

Al dominio D3 corresponde una geometría de plegamiento más suave de acuerdo con su ángulo interlimbar (Fleuty 1964) y está representado por orientaciones oblicuas de ejes con respecto al dominio

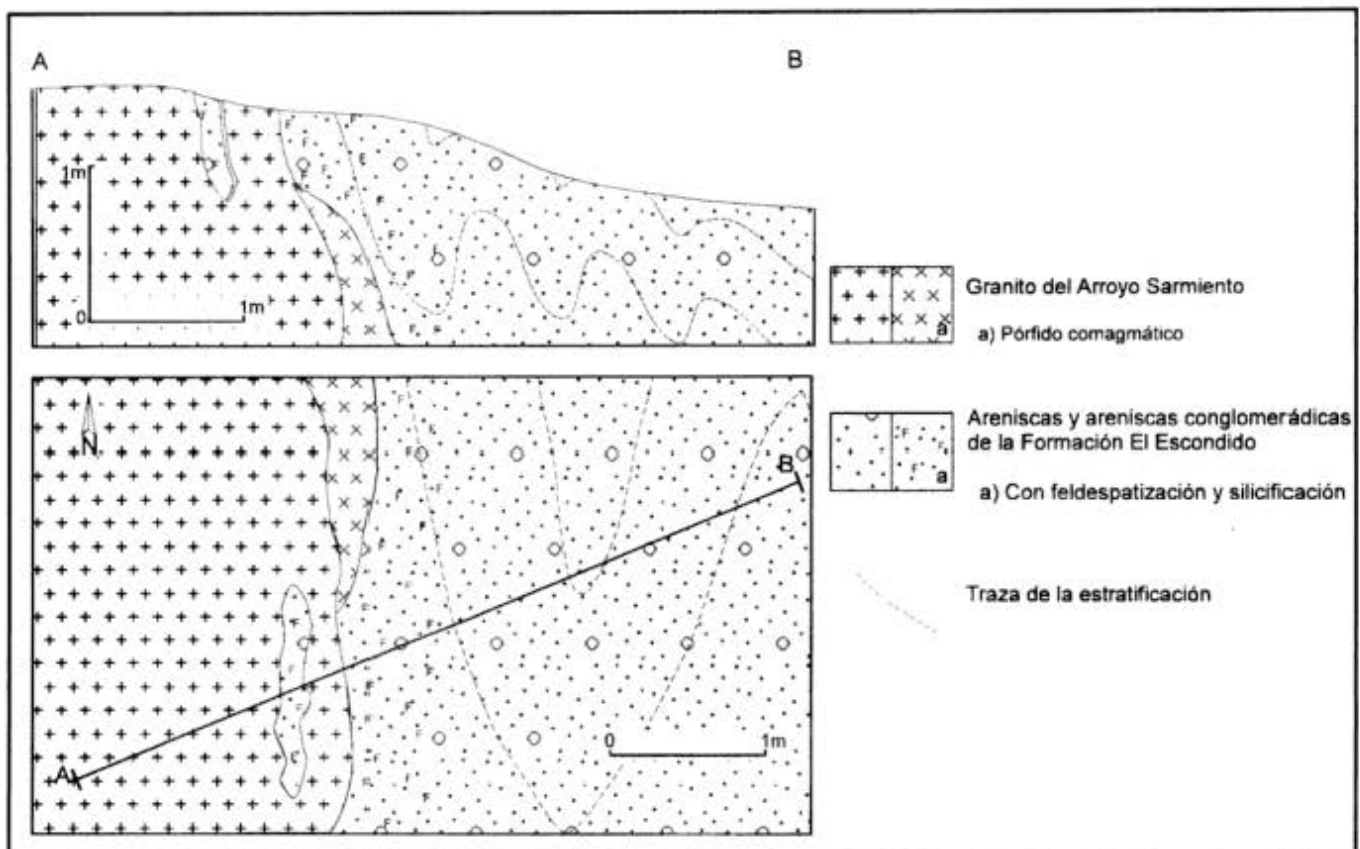


Figura 4: Bosquejo de las relaciones de contacto del granito del arroyo Sarmiento con la Formación El Escondido en el sector de afloramientos El Hongo.

D2, ya que las direcciones medidas varían entre 18° y 8° para las localidades de Los Tolditos y El Hongo respectivamente (Figs. 5a y b; Fig. 1). Al dominio D3 corresponden pliegues de tipo abierto con ejes que buzanan entre 25° y 28° en la dirección SSO y planos axiales subverticales que inclinan entre 84° y 86° al ESE, los que, a estar con la clasificación de Rickard (1971), se adscriben al tipo fuertemente inclinado buzante.

La medición de ejes de mesopliegues corrobora la información, destacándose que los valores obtenidos para el buzamiento de los ejes de pliegues pertenecientes a los dominios D2 y D3 son cercanos a los 25° tanto en las direcciones NNO como SSE y NNE como SSO respectivamente (Fig. 5c). Es de mencionar también la existencia de un máximo de polos que representa a un conjunto de ejes de pliegues menores cuya posición media es de 34° de buzamiento en la dirección 54° , comparables con los resultados obtenidos por Mutti (1987). En particular cabe señalar que para la comarca sur en las sierras de Córdoba, Mutti y Di Marco (1992) han reconocido direcciones similares para los ejes de plegamiento asociados a las rocas

ultrabásicas-básicas que han sido atribuidas al dominio D3 y con valor de rumbo medio de 42° a 63° .

A este respecto cabe señalar que la distribución de los ejes tectónicos relacionados a la fase D2 han sido interpretados, para el basamento de las sierras de Córdoba, como la respuesta a un evento compresivo con deformación por aplastamiento y flujo que determinó, por acortamiento tectónico, ejes subhorizontales a buzantes al NNO-SSE, con desarrollo de planos axiales moderadamente inclinados a muy inclinados hacia el ENE. Al sistema de deformación D3 se asocia un tipo de esfuerzo compresivo más tangencial que el correspondiente a D2 el cual originó, por aplastamiento y corte, pliegues de ejes subhorizontales a suavemente buzantes al NE con planos axiales subverticales.

Se pone de manifiesto que las orientaciones estadísticas medias definidas para el ambiente de la sierra sur de Santiago del Estero en Ambargasta, junto con los rasgos estructurales identificados, permiten establecer una estrecha correlación estructural entre los eventos tectónicos que actuaron sobre las formaciones consideradas con las fases D2 (330°) y D3

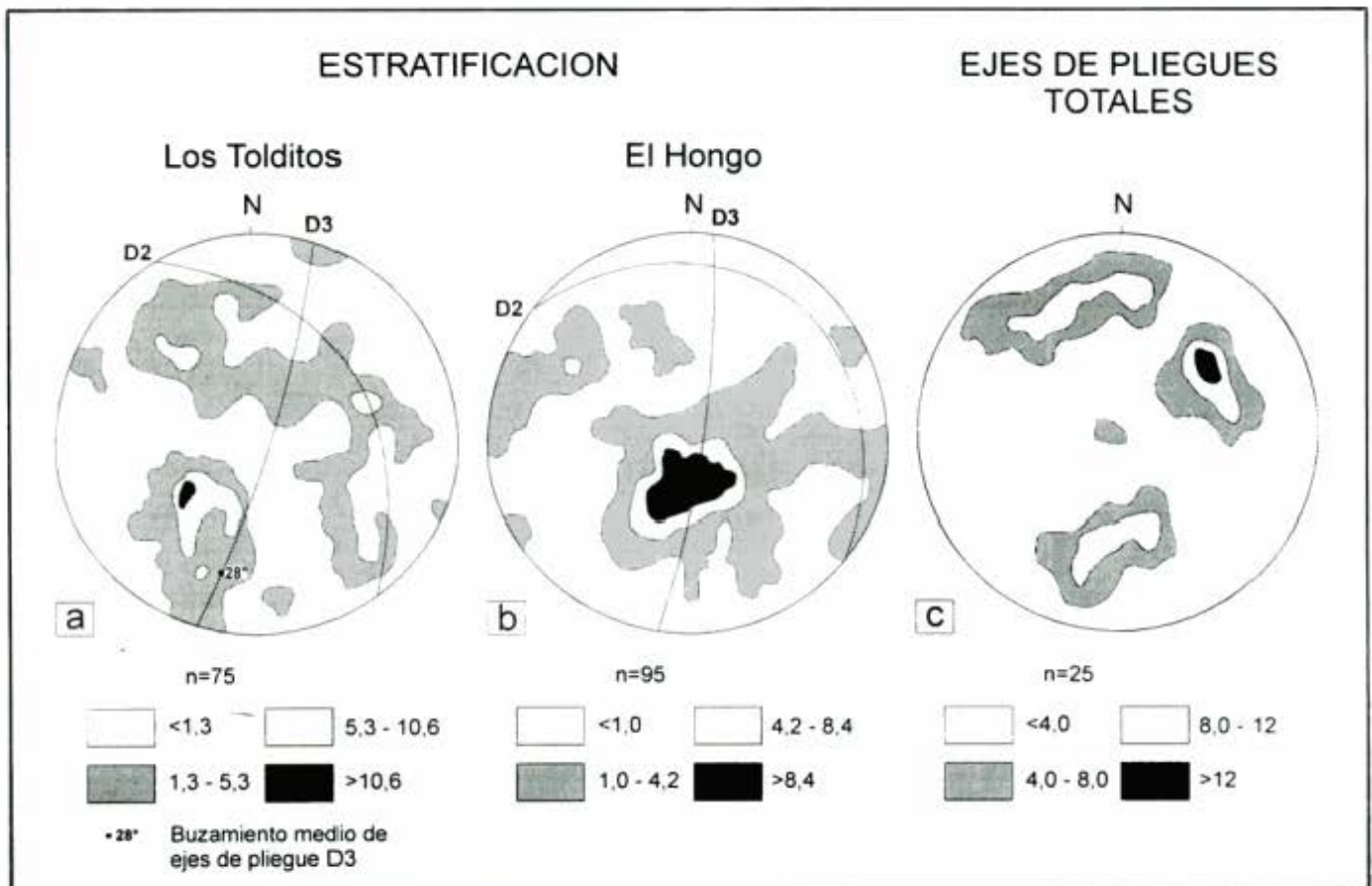


Figura 5: Diagramas de puntos de estratificación (So) y de ejes de mesopliegues; **a**, Los Tolditos; **b**, El Hongo; **c**, ejes de pliegues totales. Se indican las trazas de planos axiales para las direcciones de deformación D2 y D3, los porcentajes de distribución y número de datos (n) tomados en cada caso.

(20°) identificadas por Dalla Salda (1987) y Mutti (1987) D2 (330° a 328°) y D3 (10° a 30°) para las rocas del basamento gnéisico plutónico de las sierras de Córdoba, y que son atribuidas actualmente al Paleozoico inferior (Dalla Salda *et al.* 1992; Rapela *et al.* 1992; Mutti y Di Marco 1992), las cuales han sido consideradas también por Kraemer *et al.* (1995) en su hipótesis sobre la evolución tectónica de las sierras de Córdoba. Al igual que en la porción central y sur de aquella región, se repite aquí la relación angular de interferencia entre ambas fases (D2 y D3), cuyo valor está comprendido entre los 50 y 60 grados, hecho que se suma a la identificación aislada de esas fases y consecuentemente coadyuva a sustentar el criterio de correlación estructural.

Cabe destacar que en la localidad de El Hongo estas dos fases se hallan rotadas en su posición aproximadamente 20° en dirección antihoraria. Este giro sinistral en el rumbo de las direcciones de plegamiento es atribuible a una perturbación tectónica local originada durante la intrusión del stock epizonal del

arroyo Sarmiento - Los Tolditos, dada su cercanía al cuerpo granítico. Otra posibilidad, si bien con menores evidencias directas, sería interpretar la rotación en planta como debida a la interposición entre ambas localidades, Los Tolditos y El Hongo, de zonas de cizalla o fracturación de cinemática transcurrente.

Acotamiento estratigráfico

La comarca en estudio ocupa una posición geográfica marginal respecto de la cuenca chacoparanense (Fig. 1), en la cual, a partir de información de subsuelo, se ha señalado la presencia de unidades litológicas prepaleozoicas y paleozoicas (Fernández Garrasino 1989) con edades comprendidas en el intervalo Precámbrico tardío-Neopaleozoico.

Por sus características geológico-litológicas y de edad isotópica, los granitoides del arroyo Sarmiento y Los Tolditos (325±10 Ma) son vinculables con el ciclo

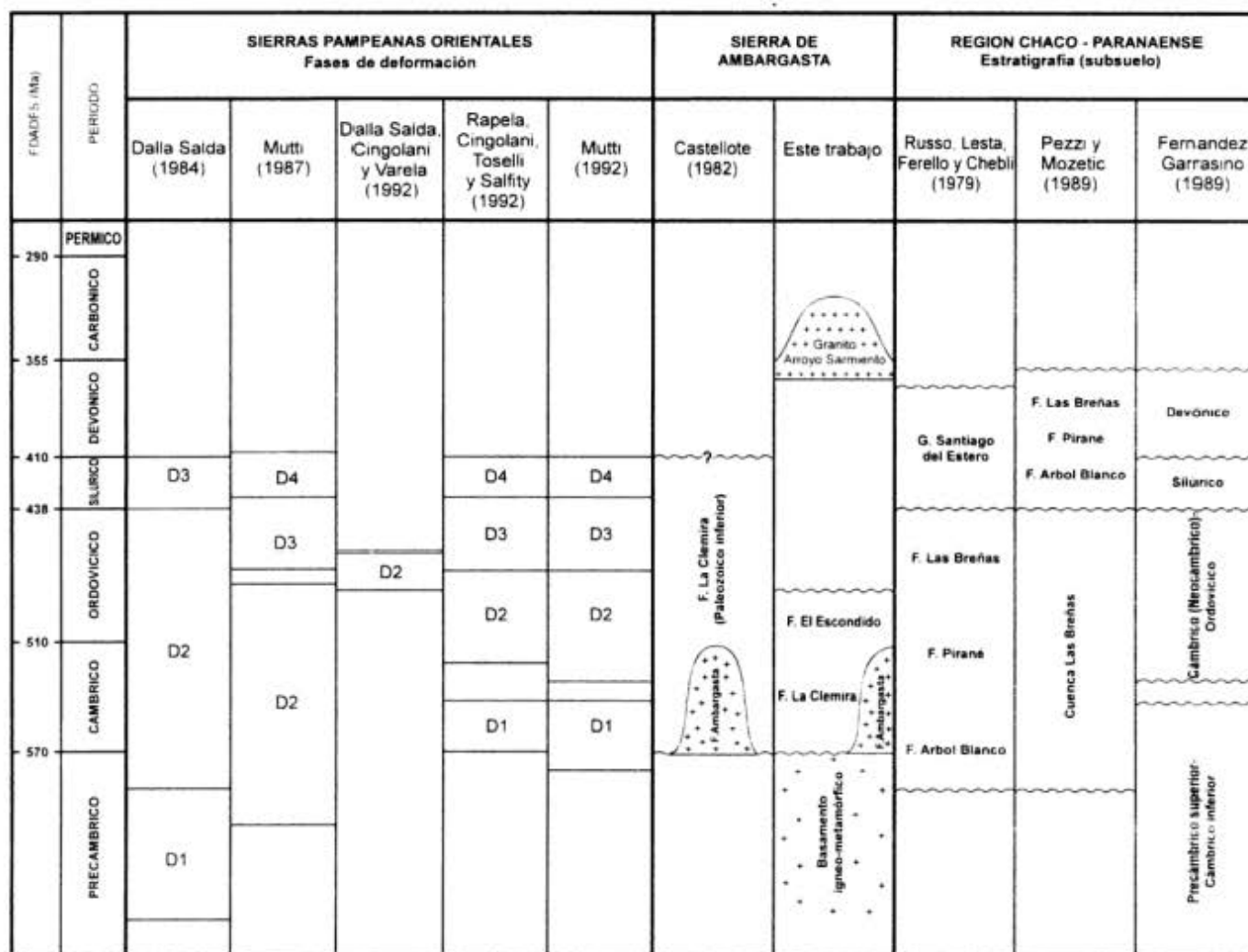


Figura 6: Cuadro estratigráfico.

eruptivo Carbónico (300 a 330 Ma) de las sierras de Córdoba (Linares y Latorre 1973) y los granitoides G3, carboníferos (Rapela *et al.* 1992). Además, su relación de contacto intrusivo con la Formación El Escondido y el efecto de metamorfismo térmico sobre las rocas de la Formación La Clemira por la intrusión de la Formación Ambargasta (Castellote 1982) que desarrolla típicas facies de hornfels pelíticos y psamíticos moteados, permite descartar la posibilidad de correlacionar estas unidades con los depósitos marinos y continentales carbónicos y pérmicos de la cuenca chacoparanense. De este modo queda definido un límite estratigráfico superior para El Escondido y La Clemira, unidades litológicas que preservan como rasgos distintivos sus estructuras primarias, deformación por plegamiento y metamorfismo térmico.

Sobre la base del conocimiento estratigráfico del subsuelo de la llanura chacoparanense circundante a las sierras del sur de Santiago del Estero (Russo *et al.* 1979; Pezzi y Mozetic 1989; Fernández Garrasino 1989) cabría correlacionar, sólo por la comparación de sus litologías, los afloramientos referidos de El Escondido y La Clemira en la sierra de Ambargasta con las secuencias de edad cambro-ordovícica o bien con las de edad silúrico-devónicas. Por otra parte, la Formación El Escondido ha sido correlacionada por Mon y Dinkel (1974) con las areniscas cuarzosas de la Formación Candelaria que se hallan expuestas en el cerro Remate en el noroeste de Santiago del Estero, las cuales se vinculan a su vez, sobre la base de relaciones estratigráficas y similitud litológica, con el Grupo Mesón (Cámbrico) de la Cordillera Oriental. No obstante, el análisis de la deformación preservada en las areniscas y paraconglomerados de El Escondido ha permitido el reconocimiento de la impronta de las fases de deformación D2 y D3, relevadas en el cercano basamento de las sierras de Córdoba y reconocidas también en otras localidades más distantes de las Sierras Pampeanas (Rapela *et al.* 1992; Dalla Salda *et al.* 1992) cuya presencia aquí determina un nuevo límite superior, más antiguo, ya que D2 y D3 se atribuyen, de acuerdo con las más recientes asignaciones temporales, respectivamente al Cámbrico-Ordovícico y al Ordovícico-Silúrico (Dalla Salda *et al.* 1992; Mutti y Di Marco 1992; Rapela *et al.* 1992).

Además, el acotamiento inferior de edad para las formaciones tratadas viene dado por la asignación al Precámbrico superior del basamento gnéisico regional de las Sierras Pampeanas orientales (Cingolani y Varela 1975) sobre el cual yacen en discordancia regional y la carencia de registro de la fase D1. Sobre esta base la edad de las formaciones La Clemira y El Escondido quedaría más precisamente acotada (Fig. 6) dentro del lapso Cámbrico tardío-Ordovícico temprano, es decir, posterior a la fase D1 y anterior a la culminación tectotérmica de la fase D2 (Dalla Salda *et al.* 1992), en lo que se refiere a la Formación El

Escondido. No obstante, la Formación La Clemira admite un acotamiento de edad más restringido al considerarse la edad del metamorfismo térmico de 517+15 Ma (Castellote 1982) concordante con la edad isotópica de la Formación Ambargasta, 500+15 Ma y 517+15 Ma lo cual habilita a datarla más precisamente como cámbrica. Pero, a diferencia de la asignación temporal dada por Lucero Michaut (1979) a estas unidades dentro del Precámbrico, se las separa de su "F. Basamento cristalino".

Con estos elementos de juicio, cabe correlacionar a las sedimentitas deformadas y con metamorfismo térmico evidente en las facies pelítica y de areniscas finas, correspondientes a las formaciones La Clemira y El Escondido de la sierra de Ambargasta, con los conglomerados, areniscas cuarcíticas y pelitas marinas de los registros cámbricos y ordovícicos de la cuenca chacoparanense (Fernández Garrasino 1989). Quizá en particular cabría efectuar una más cerrada correlación, por razones litológicas y paleogeográficas, con la Formación Las Breñas (Russo *et al.* 1979) o bien con los depósitos cámbrico-ordovícicos de la cuenca de Las Breñas, definida por Pezzi y Mozetic (1989), de una edad precámbrica tardía-silúrica y, recientemente,



Figura 7: 1, extensión sudoccidental en las Sierras Pampeanas de la cuenca de Las Breñas - cuenca chacoparanense para el Cámbrico - Ordovícico; 2, sierras de Ambargasta y Sumampa; 3, Sierras de Córdoba; 4, faja de cizallamiento paleozoico Río Dulce - Río Salado. Adaptado y modificado de Pezzi y Mozetic (1989) y Lesta (1995).

descripta como "rift Las Breñas" por Lesta (1995), lo cual, a su vez, lleva a proponer una modificación del borde de cuenca para el Cámbrico-Ordovícico (Fig. 7).

Conclusiones

Los alcances de los estudios realizados pueden resumirse en las siguientes conclusiones:

Sobre la base de sus relaciones de campo, litología y estructura deformativa se separa, en relación de discordancia regional, a las formaciones El Escondido y La Clemira del basamento regional ígneo-metamórfico de grado medio-alto de edad precámbrica tardía de las Sierras Pampeanas orientales, extensamente representado en las sierras de Córdoba.

Por medio del análisis estructural en localidades seleccionadas, se ha documentado la preservación en rocas de la Formación El Escondido de las fases deformativas D2 y D3, relevadas sistemáticamente en las metamorfitas neoproterozoicas regionales de distintas comarcas del basamento cordobés y en otros sectores de las Sierras Pampeanas.

Al dominio D2 corresponden pliegues similares isoclinales de ejes horizontales con rumbos 328° (Los Tolditos) y 308° (El Hongo) y planos axiales inclinados 22°-42° en dirección ENE; el dominio D3 queda definido por pliegues abiertos de ejes buzantes con rumbos 18° (Los Tolditos) y 8° (El Hongo) y planos axiales inclinados 84°-86° en dirección ESE. El ángulo de interferencia es de 50° - 60°.

Sobre la base de la restricción estratigráfica impuesta por la preservación de estas fases de deformación dúctil en El Escondido y la edad cámbrica tardía del metamorfismo térmico en facies de hornfels cordierítico y biotítico en La Clemira, se correlacionan estas unidades con la secuencia cambro-ordovícica del subsuelo chacopampeano.

Como consecuencia, el borde occidental de la cuenca chacoparanense para los tiempos cambro-ordovícicos debería modificarse y ubicarse más al oeste de su posición actual ó la cuenca de Las Breñas extenderse hacia el sudoeste.

La deformación dúctil de las formaciones La Clemira y El Escondido habría finalizado durante la fase compresiva Oclóyica (Ordovícico tardío - Silúrico) y fue seguida, durante el Devónico-Carbónico, por el emplazamiento restringido de plutonismo granítico epizonal, controlado por un régimen tectónico extensional, representado en la comarca por el granito del arroyo Sarmiento.

Agradecimientos

El presente trabajo forma parte de los estudios que se llevan a cabo en el marco del proyecto Ex217

UBACYT, por lo que se agradece a la Universidad de Buenos Aires el apoyo brindado para su materialización. Se agradece especialmente la participación de Jorge Morelli en las tareas de campo, la lectura y comentarios efectuados sobre el trabajo por Arturo Amos, y la detenida revisión, en calidad de árbitros, realizada por Ricardo Mon y Luis Dalla Salda.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beder, R., 1931. Los yacimientos de minerales de manganeso en el norte de la Provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero. *Anales Museo Nacional de Historia Natural*, 36: 431-502.
- Bodenbender, G., 1905. La sierra Norte de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación. *Anales Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología* 1 (2).
- Castellote, P., 1982. La Formación La Clemira y edad de su metamorfismo. *Acta Geológica Lilloana*, 16 (1): 71-76.
- Castellote, P., 1985. Algunas observaciones geológicas en las sierras de Ambargasta y Sumampa (Provincia de Santiago del Estero). *Acta Geológica Lilloana*, 16 (2): 259-269.
- Cingolani, C. y Varela, R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba. *Actas 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica* 1: 9-35.
- Dalla Salda, L., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39 (1-2): 38-52.
- Dalla Salda, L., 1987. Basement tectonics of southern Pampean Ranges, Argentine. *Tectonics*, 6 (3): 249-260.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20: 617-620.
- Fernández Garrasino, C., 1989. Tendencias evolutivas de la Cuenca Chacoparanense y posibilidades exploratorias de la Mesopotamia y Tucumán oriental (Argentina). *Actas 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos* 1: 433-464.
- Fleuty, M., 1964. The description of folds. *Proceedings Geological Association*, 75: 461-492.
- Folk, R., Andrews, P. y Lewis, D., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Giménez de Patiño Douce, M., 1989. Estudio geológico y petrológico del batolito de Pampa de Achala, Provincia de Córdoba, a los 31° 35' de latitud sur. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).
- González, R., Cabrera, M., Bortolotti, P., Castellote, P., Cuenya, M., Omil, D., Moyano, R. y Ojeda, J., 1985. La actividad eruptiva en las Sierras Pampeanas. Esquemización geográfica y temporal. *Acta Geológica Lilloana*, 16 (2): 289-318.
- Gordillo, C. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2° Simposio de Geología Regional Argentina* 1: 577-650.
- Ichazo, G. J., 1978. Control tectónico de la mineralización de manganeso en la Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33 (4): 345-354.
- Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R., 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.
- Lesta, P., 1995. El marco geológico argentino en la exploración de hidrocarburos, con especial referencia al gas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 6-10.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina Publicación Especial, serie B (Didáctica y Complementaria), 19: 1-628.
- Linares, E. y Latorre, C., 1969. Edades potasio-argón y plomo-alfa de rocas graníticas de las provincias de Córdoba y San Luis. Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 195-204.
- Linares, E. y Latorre, C., 1973. Nuevas edades radiométricas por el método potasio-argón de rocas graníticas de Córdoba y San Luis. Actas 5° Congreso Geológico Argentino 1: 405-410.
- Lucero, H., 1969. Descripción geológica de las Hojas 16h, Pozo Grande y 17h, Chuña Huasi, Provincias de Córdoba y Santiago del Estero. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 107.
- Lucero Michaut, H., 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 293-347.
- Massabie, A., 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (2):153-173.
- Massabie, A., 1987. Neotectónica y sismicidad en la región de las Sierras Pampeanas Orientales, Sierras de Córdoba, Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino 1: 271-274.
- Massabie, A., 1990. La microtectónica, factor de control estructural e interpretación geológica. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 42: 195-204.
- Methol, E., 1958. Descripción geológica de la Hoja 18i (Deán Funes) Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 124.
- Mon, R. y Dinkel, J. C., 1974. Geología de la comarca del cerro Remate (Provincias de Salta, Tucumán y Santiago del Estero) y nuevos datos sobre la distribución del Paleozoico inferior en el noroeste argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29 (1): 61-71.
- Mutti, D., 1987. Estudio geológico del Complejo Gabro-Peridotítico del área de Bosque Alegre, Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).
- Mutti, D. y Di Marco, A., 1992. Asociación serpentinita-anfibolita: unidades cogenéticas dominantes de las fajas ultrabásicas oriental y central de Córdoba, Argentina. Instituto de Recursos Minerales, Publicación 2: 433-448, La Plata.
- Pastore, F., 1938. Datos geológicos de la Provincia de Córdoba. En: Aguas Minerales de la República Argentina. Ministerio de Industria y Comercio de la Nación Climatología Agricultura y Minería, 4: 1-235.
- Pezzi, E. y Mozetic, M., 1989. Cuencas sedimentarias de la región chacoparanense. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Serie de Correlación Geológica, 6: 65-78, Tucumán.
- Quartino, B., 1968. Sobre la presencia de un orógeno eopaleozoico en la sierras del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero. Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Resúmenes.
- Quartino, B. y Quartino, C., 1996. Las sierras australes de Santiago del Estero. Caracteres diferenciales e interpretación. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 543-574.
- Quartino, B., Massabie, A. y Morelli, J., 1978. Formaciones eopaleozoicas en el norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, su magmatismo y significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33(1): 90-92.
- Ramsay, J., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, 590 pp. London.
- Rapela, C., Coira, Toselli, B. A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: Gutierrez Marco, J. G., Saavedra, J. y Rabano, I. (Eds.): Paleozoico inferior de Ibero-América, 21-68, España.
- Rickard, M., 1971. A classification diagram for fold orientations. Geological Magazine, 108 (1): 23-26.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G. 1979. Llanura Chaco Pampeana. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Actas 2° Simposio Geología Regional Argentina, 1: 139-184.

Recibido: 18 de octubre, 1996

Aceptado: 10 de junio, 1997