

Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general

Roberto D. MARTINO

CONICET y Cátedra de Geología Tectónica, Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. 2° Piso. Oficina 6. Pabellón de Geología. Av. Vélez Sársfield 1611. X5016 GCA-Córdoba. E-mail: rdmartino@com.uncor.edu

RESUMEN. Se describen dieciséis fajas de deformación dúctil, reconocidas hasta el momento en las sierras de Córdoba, atendiendo a su extensión, límites, descripción general de las rocas de falla que la conforman, estructura interna y se da un significado tectónico que permite asignarlas a cuatro grupos. (1) Fajas transcurrentes dextrales paralelas al arco magmático precámbrico-cámbrico, relacionadas con la subducción pampeana durante el Cámbrico inferior. (2) Fajas de desenraizamiento del Orogéno Pampeano cámbrico, de naturaleza inversa, producidas por cizalla general convergente (transpresión), relacionadas con etapas póstumas colisionales del terreno Pampia contra el margen de Gondwana y con la subducción famatiniana. Su actividad deformacional se constriñe al lapso 490-470 Ma. (3) Fajas de imbricación regional con generación de cabalgamientos con un fuerte control reológico, ligadas a la contracción oclóyica (Ordovícico superior-Silúrico inferior), de naturaleza inversa, que determinan dominios de edad. De este a oeste, se definen: los dominios precámbrico-cámbrico (ígneo), cámbrico (metamórfico de grado medio a alto) y ordovícico (metamórfico de grado medio a alto). Estas fajas estarían relacionadas con el acercamiento del terreno Cuyania al margen gondwánico, antes de su emplazamiento y colisión final en el Ordovícico superior. (4) Fajas contraccionales achalianas, con cinemáticas que indican movimientos inversos con una actividad deformacional que se extendería hasta el Devónico inferior, coincidente con la amalgamación definitiva del terreno Cuyania y con el cese del magmatismo famatiniano. Posteriormente, se registra una reactivación importante o el desarrollo de nuevas fajas de deformación alrededor del límite Devónico-Carbonífero, que serían la expresión de la orogenia Chánica producida por el emplazamiento del terreno Chilenia en el margen gondwánico.

Palabras clave: Fajas de deformación dúctil, Significado tectónico, Sierras Pampeanas de Córdoba

ABSTRACT. Ductile deformation shear belts at Pampean Ranges near Córdoba, Central Argentina: A Review. Sixteen ductile shear belts recognized at Pampean Ranges near Córdoba are described defining extension, limits, fault rocks, milonitic foliations and stretching lineations. These belts are arranged in four groups based on its tectonic significance. (1) Arc parallel dextral transcurrent shear belts related, to the pampean subduction during Early Cambrian. (2) Cambrian Pampean Orogen unroofing shear belts, essentially reverse with minor dextral movements produced by convergent general shear (transpression), related to late collisional movements between Pampia terrane and Gondwana margin, and famatinian subduction. Deformation is bracketed on these belts at 490-470 Ma. (3) Regional imbrication shear belts developing rheologically controlled thrusts and defining age domains. These thrust producing events are related to the Oclöyic deformation phase (Famatinian Orogeny) occurred between Late Ordovician-Early Silurian. Domains are arranged from East to West in: an igneous Precambrian-Cambrian Domain, a metamorphic high-medium grade Cambrian Domain, and a metamorphic high-medium grade Ordovician Domain. This intense contractional deformation would be related with the approaching of the Cuyania terrane to the Gondwana margin, before its emplacement and final collision during Late Ordovician. (4) Achalian contractional shear belts with reverse and transcurrent movements extended up to Lower Devonian in coincidence with Cuyania terrane's final emplacement, and Famatinian magmatism cessation. After these events, around of the Devonian-Carboniferous limits, a new shearing event is developed during the Chanic phase (Famatinian orogeny) when Chilenia terrane was emplaced against the Gondwanic margin.

Key words: Shear Belts, Ductile deformation, Tectonic significance, Pampean Ranges, Argentina

Introducción

Las sierras Pampeanas de Córdoba constituyen el grupo más oriental de la provincia geológica sierras Pampeanas (Fig. 1). Se extienden por aproximadamente 500 km de largo y 150 km de ancho, entre 29° 00' - 33° 30' LS y 64° 00' - 65° 30' LO. Están conformadas por cuatro cordones mayores (sierras de Guasapampa, Pochó y Altautina; sierras Grande y de Comechingones;

sierras Chica y de Las Peñas; Elevación Pampeana) y dos menores (sierra del Coro y del Tigre), compuestos por rocas cristalinas de edad precámbrica a paleozoica inferior y granitoides paleozoicos, orientados norte-sur y separados por sedimentos intermontanos mesozoicos y cenozoicos. Estos cordones, a su vez, emergen como un conjunto de la llanura Chaco-pampeana de edad cuaternaria. En la porción centro-oeste de la figura 1 se destaca, además, un conjunto importante de volcanitas

traquiandesíticas y depósitos piroclásticos neógenos que se sobreponen al paisaje de bloques basculados mayoritariamente al este. Las mayores alturas son alcanzadas en el cerro Uritorco (1950 m s.n.m., sierra Chica) y en el cerro Champaquí (2884 m s.n.m., sierra Grande).

La evolución geológica del complejo metamórfico, organizado aquí en una serie de dominios litológicos y estructurales separados por zonas de cizalla dúctil y rocas máficas y ultramáficas, es poco conocida al detalle. Los datos existentes hasta ahora permiten esbozar una evolución general que se habría iniciado en el Precámbrico superior con el desarrollo de una cuenca de margen pasivo, instalada en el margen gondwánico, luego de la dispersión del supercontinente Rodinia. Esta cuenca habría tenido sedimentación psamítico-pelítica con intercalaciones de rocas calcáreas-margosas y emplazamiento de rocas básicas y ácidas.

La petrología, el análisis estructural y las dataciones radimétricas disponibles permiten establecer que los dominios litológicos y estructurales forman parte de un complejo polimetamórfico que evolucionó fundamentalmente entre los 800 y 530 Ma durante el ciclo orogénico Brasiliano-Pampeano (Almeida 1971, Aceñolaza y Toselli 1976, Brito Neves y Cordani 1991, Rapela *et al.* 1998a, Fantini *et al.* 1998). Dicho ciclo se extiende hasta su exhumación y cierre definitivo durante la fase Oclóyica del ciclo orogénico Famatiniano, con reactivaciones posteriores durante el Devónico, Cretácico y Terciario. La presencia de edades entre 900-1200 Ma no permite descartar la existencia de núcleos más antiguos (cf. Cingolani y Varela 1975) pre-Brasiliano-Pampeanos.

Los dominios litológicos y estructurales mencionados más arriba han sido interpretados: (a) en un contexto de una faja móvil ensiálica (Dalla Salda 1987), (b) como parte de orógenos acrecionales por colisión de terrenos alóctonos sobre un margen convergente de disposición occidental al cratón del Río de La Plata (Ramos 1988, 1994a, 1995; Kraemer *et al.* 1995, 1996; Baldo *et al.* 1996a; Escayola *et al.* 1996; Rapela *et al.* 1998), o (c) como componentes de un arco continental y un prisma acrecional (Northrup *et al.* 1998).

Afectando al complejo ígneo polimetamórfico de las sierras Pampeanas de Córdoba, han sido reconocidas, en trabajos regionales, numerosas fajas de cizalla que fueron parcialmente descriptas o sólo mencionadas por Sureda (1978), Gordillo y Lencinas (1979), Dalla Salda (1984a, 1984b, 1987), Massabie (1982) y Simpson *et al.* (1998, 2003)

El objetivo de este trabajo es realizar una reseña de las 16 fajas de deformación reconocidas, hasta el momento, dentro del ámbito de las sierras Pampeanas de Córdoba. Así, se establecen la distribución, características petrográficas generales, estructura interna mesoscópica y microscópica, cinemática, edad de la deformación, relaciones temporales y espaciales, y significado geodinámico de las fajas. Se plantea un ordenamiento

general de las mismas en cuatro grupos que sirve, a su vez, de hipótesis para conducir los trabajos futuros a fin de dilucidar la evolución tectónica y metalogenética de los diferentes bloques corticales que conforman las sierras Pampeanas de Córdoba.

Investigaciones anteriores

Rocas de afinidades no bien conocidas fueron citadas desde antiguo en la sierra de Córdoba y se clasificaron invariablemente como «gneises de ojos», los que son reconocidos en la actualidad como rocas generadas por metamorfismo dinámico. La primera cita data de 1875 y fue hecha por Brackebush para los alrededores de La Calera, siendo ésta la primera referencia en Argentina sobre la presencia de rocas miloníticas. Stelzner (1885) reconoce este tipo de rocas en «...la pendiente de la sierra de Achala, al nacimiento del río Jaime...» en las cercanías de las actuales localidades de Ambul y Mussi, situadas en el borde occidental de la sierra Grande y en «...la pendiente occidental de la sierra de Serrezuela. Más adentro así como más arriba de la quebrada (cuesta de Jatán) sigue gneis ondulado.»; este autor también describió gneises de ojos en la sierra de la Huerta (provincia de La Rioja) y en la pendiente oriental de la sierra de Culampajá (provincia de Catamarca).

Otras rocas, definidas como «cuarcitas micáceas» y reclasificadas como milonitas micáceas (Martino 1992), fueron brevemente descriptas por Kühn (1891, en Paschetta 1952); Bodenbender (1905) las designa como «filitas» y reconoce también la importancia de los «gneises de ojos» como rocas constitutivas de las sierras de Córdoba.

Rimann (1918) describe, en la parte norte de la sierra Chica, rocas alteradas que llama «mylonitos», entre las que distingue «mylonitos prepaleozoicos» y «mylonitos terciarios», en el primer trabajo en la Argentina que interpreta estas rocas como productos del metamorfismo dinámico. Cabe agregar que las primeras descripciones de milonitas en el país fueron hechas por Backlund (1913) en la región del cerro Negro de Olavarría (provincia de Buenos Aires), las que previamente habían sido reconocidas como «gneises de ojos» por Valentín (1894) y Hauthal (1901, 1904).

Paschetta (1952) es la primera autora que estudia texturalmente las rocas metamórficas de las sierras de Córdoba, aplicando los criterios de análisis de la petrofábrica desarrollados por Sander (1948, 1950). Posteriormente, Sander (1954), siguiendo la misma escuela, hace un estudio de las fábricas mesoscópicas en la zona de Los Molinos (64° 35' LO y 31° 55' LS), introduciendo las medidas estadísticas y la proyección de Lambert en este tipo de estudios en Argentina.

Pastore y Methol (1953) reconocen deformaciones frágiles en granitoides de Capilla del Monte; posteriormente, Methol (1958) identifica en la sierra Norte de Córdoba tres pequeñas fajas de rumbo nor-nordeste y

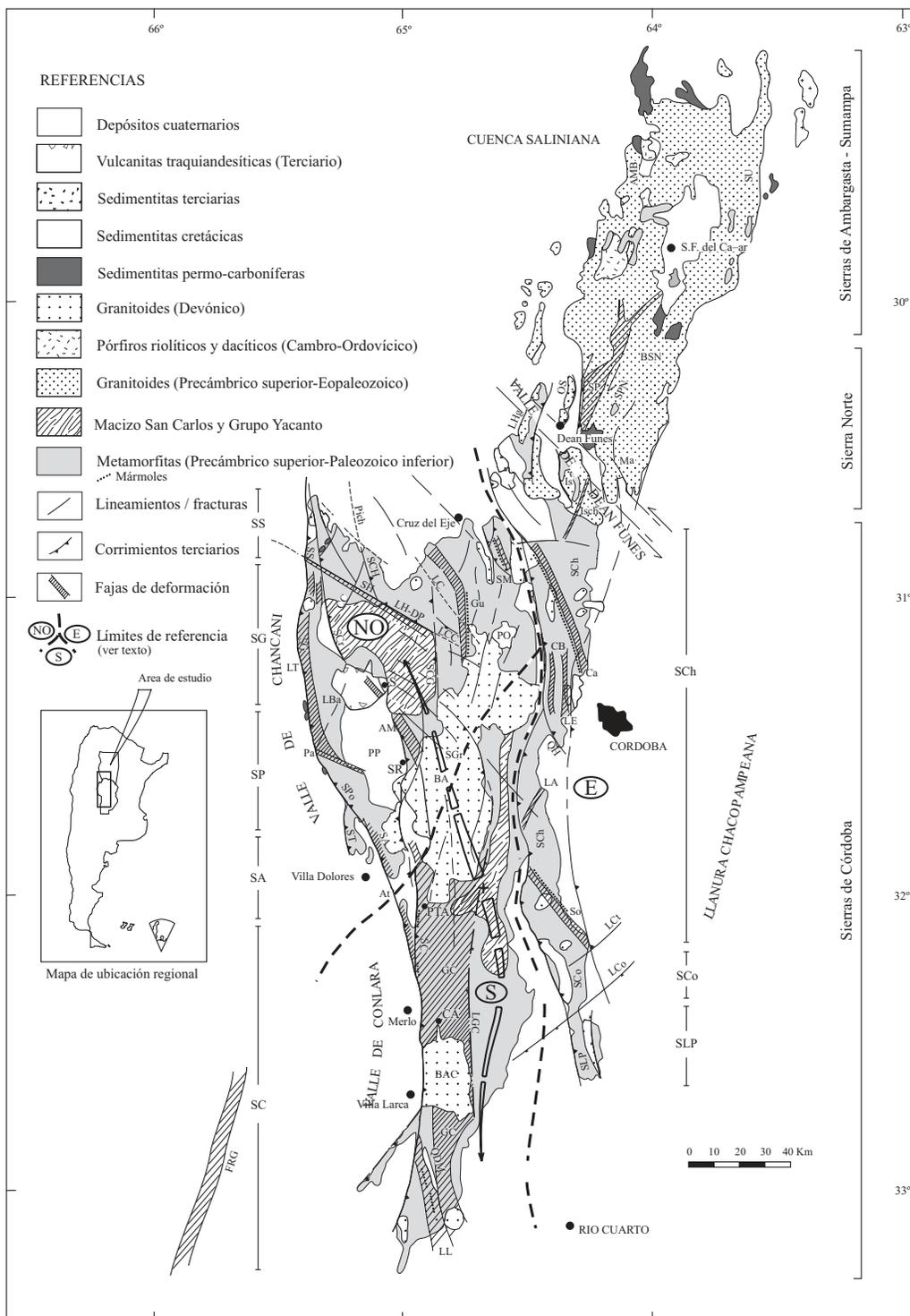


Figura 1: Mapa de las Sierras Pampeanas de Córdoba, en el que se muestran rasgos geográficos, geológicos, localidades, lineamientos principales y las 16 fajas de deformación reconocidas, discutidas en el texto. Se agrega para referencia la faja de deformación Río Guzmán en la Sierra de San Luis. **AMB:** Sierra de Ambargasta; **BA:** Batolito de Achala; **BAC:** Batolito de Alpa Corral; **BSN:** Batolito de Sierra Norte; **Is:** Sierra de Ischilín; **LHG:** Sierra de La Higuera; **Ma:** Sierra de Macha; **OS:** Sierra de Orco Suni; **PO:** Pampa de Olaen; **PP:** Pampa de Pocho; **QDM:** Quebradas del Divisadero y Mala; **QH:** Quebrada Honda; **SA:** Sierra de Altautina; **SC:** Sierra de Comechingones; **SCG:** Sierra Cumbres de Gaspar; **SCh:** Sierra Chica; **SCH:** Sierra Chica de La Higuera; **Sco:** Sierra de Los Cóndores; **SCr:** Sierra del Coro; **SG:** Sierra de Guasapampa; **SGr:** Sierra Grande; **SH:** Sierra de La Higuera; **SLP:** Sierra de Las Peñas; **SPO:** Sierra de Pocho; **SPN:** Sierra de San Pedro Norte; **SS:** Sierra de Serrezuela; **ST:** Sierra del Tigre; **SU:** Sierra de Sumampa. **Localidades:** CA: Cerro Aspero; PTA: Puesto Tres Arboles; S: Salsacate; SR: Santa Rosa. **Lineamientos:** CC: Ciénaga del Coro; **LBa:** Barrancas; **LC:** Candelaria; **LCC:** Corral del Carnero; **LCo:** Los Cóndores; **LCT:** Ctalamochita; **LGC:** Guacha Corral; **Pich:** Pichanas. **Fajas de deformación ordenadas en sentido antihorario:** Gu: Guamanes; **LH-DP:** La Higuera-Dos Pozos; **AM:** Ambul-Mussi; **LT:** Los Túneles; **Pa:** Pachango; **At:** Altautina; **GC:** Guacha Corral; **LL:** La Laja; **So:** Soconcho; **LA:** La Avispa; **LE:** La Estanzuela; **CB:** Casa Bamba; **Ca:** Carapé; **SM:** San Marcos; **Isch:** Ischilín; **SP:** Sauce Punco; **FRG:** Río Guzmán.

buzamientos subverticales, que afectan fundamentalmente a granitoides. Este autor notó, al discutir la edad de la milonitización, que la tectónica del Terciario estuvo fuertemente controlada por las fajas de milonitización, hecho que se hace evidente cuando se representan cartográficamente ambas estructuras (Fig. 1). Previamente, Paschetta (1952) ya había notado estas relaciones estructurales en las rocas del margen occidental del batolito de Achala. Recientemente, Simpson *et al.* (2001) han revisado este tópico.

Olsacher (1960, 1972) y Gordillo (1984) describen gneises de ojos y blastomilonitas en el ámbito de la sierra Grande; dentro del borde oriental de esta sierra, Bonalumi y Gigena (1987) y Moreno y Giambastiani (com. pers. en 1988-1989) encuentran importantes fajas de deformación no estudiadas hasta ese momento, entre las que es preciso mencionar la faja de Guacha Corral que se extiende a lo largo del río del mismo nombre.

Martino (1988, 1992) definió y describió una faja de deformación dúctil que se extiende con rumbo norte por más de 45 kilómetros, al norte de Cuchilla Nevada (sierra Grande). Dicho autor ha reconocido y cartografiado diferentes fajas de cizalla en el área que se muestra en la figura 1.

Metodología de trabajo

Las diferentes fajas de rocas miloníticas de las sierras Pampeanas de Córdoba se cartografiaron mediante fotografías aéreas convencionales a escala 1:20.000 e imágenes Landsat TM a escala 1:100.000. Durante la verificación de campo de la fotointerpretación, se tomaron muestras orientadas y datos estructurales mesoscópicos como foliaciones, lineaciones y estructuras menores. La compilación se realizó sobre un mapa integrado de las sierras de Córdoba, modificado de Gordillo y Lencinas (1979), y un mapa de las sierras Norte de Córdoba, de Sumampa y de Ambargasta, modificado de Lucero (1979). Sobre el mismo, se volcaron las fajas de deformación, a escala en ancho y según el largo reconocido hasta el momento, y se dejaron los extremos abiertos cuando la faja no ha sido revisada en toda su extensión (Figs. 1 y 2). También se marcaron las principales fallas y fracturas frágiles conformadas durante los períodos Cretácico y Terciario. Las rocas fueron estudiadas mediante microscopio óptico en cortes delgados y con lupa binocular en placas pulidas. Los datos estructurales fueron elaborados y sintetizados haciendo uso de la red de Schmidt; el conteo estadístico se hizo mediante la red de Kaalsbeck (Ragan 1980) y el programa *Stereonet* de Mancktelow para Macintosh. Las redes estereográficas compiladas en la figura 2 rescatan los valores medios de las foliaciones miloníticas y de las lineaciones de estiramiento. Entre paréntesis, al lado de los valores medios, se indica el número de datos utilizado para calcular la media; cuando no figura ningún

dato, significa que éstos son menos de diez medidas. Se ha proyectado una traza general corta de la foliación al centro del estereograma para facilitar la visualización de la misma, de la lineación asociada y de la cinemática deducida.

Para la clasificación de las rocas miloníticas, se siguieron los criterios de Sibson (1977), White *et al.* (1980) y Wise *et al.* (1984). En el estudio de la estructura interna y cinemática se utilizaron criterios y conceptos vertidos por Hanmer y Passchier (1991) y Passchier y Trouw (1996 y bibliografía allí citada). Las fajas de deformación se describieron, cuando la información disponible lo permitió, en el siguiente orden: antecedentes, descripción general, límites, rocas que la constituyen y su protolito, estructura interna y cinemática, edad y consideraciones regionales.

Las fajas de deformación reconocidas

A los fines de simplificar la descripción de las fajas de deformación, se dividió el mapa de la figura 1 en tres áreas (Noroeste = NO, Sur = S y Este = E), tomando como referencia al batolito de Achala que corta las principales fajas reconocidas y marca así una edad mínima del Devónico inferior (368 ± 2 Ma, Dorais *et al.* 1997) para la deformación. Dentro de cada área, la descripción se hará siguiendo un sentido antihorario general, partiendo de la faja Guamanes en el área Noroeste.

Área Noroeste (NO en Figs. 1 y 2)

Este sector está dominado por el macizo migmatítico de San Carlos que se extiende aproximadamente por 1.000 km² (Bonalumi *et al.* 2000). La principal roca de la región es de aspecto granitoide, de grano medio a grueso, compuesta por oligoclasa, cuarzo, biotita y cordierita, localmente con feldespato potásico y grafito; se intercalan gneises y anfibolitas. Este macizo está limitado hacia el este por una intercalación de gneises cuarzo-micáceos y cuarzo-feldespáticos biotíticos, que hacen de encajonantes a mármoles, anfibolitas y pegmatitas turmaliníferas. Hacia el oeste, el límite del macizo es marcado por gneises, migmatitas estromatíticas y filitas que dominan, junto a las rocas miloníticas de la faja de Los Túneles, en las sierras de Guasapampa y Pocho. El límite sur está dado por la faja de Ambul-Mussi (Gordillo 1984). En el macizo de San Carlos se han realizado estudios geotermobarométricos (Gordillo 1984) que arrojaron valores de 700-750°C de temperatura y 5,6 Kb de presión ($H \gg 20$ km de profundidad). Su estructura ha sido discutida en Martino *et al.* (1999d).

Dentro del área Noroeste, se han reconocido seis fajas de deformación, las que se describen a continuación.

Faja Guamanes (Gu en Figs. 1 y 2)

Se extiende por más de 54 kilómetros en dirección norte-sur, con un ancho aflorante de 1-8 kilómetros, casi paralela al meridiano 64° 50' 00" oeste y se desvía hacia el noroeste aproximadamente a la altura de Molle Yaco (Martino 1988, 1992; Lyons *et al.* 1997). Los límites laterales de la faja son transicionales tanto en su tramo sur como norte, excepto en la parte central donde son netos, coincidentes con los sectores más filonitizados.

La faja Guamanes presenta una zonación longitudinal, en la que se destacan, de sur a norte: mármoles miloníticos, milonitas cuarcíticas, milonitas cuarzo-feldespáticas, milonitas cuarzomícáceas y filonitas hasta las cercanías del lineamiento Corral del Carnero; hacia el norte del mismo se encuentran principalmente milonitas cuarzo-feldespáticas y milonitas cuarzomícáceas. En este último sector, es común la intercalación de rocas no deformadas como esquistos, cuarcitas, gneises, granitoides y pegmatitas ácidas, las que desdibujan la faja como entidad al ramificarse en otras menores; idéntica característica presenta hacia el contacto con el batolito de Achala, en el sur. Los protolitos que conforman la faja pertenecen a dos grupos de rocas, intercalados entre sí: uno de grano grueso (gneises, estromatitas, ortogneises y anfíbolitas) y otro de grano más fino (esquistos y cuarcitas). Es importante hacer notar que las rocas de grano más grueso, no deformadas por la faja Guamanes, se intercalan hacia el límite este de la faja, mientras que las rocas de grano más fino lo hacen hacia el límite oeste.

La fábrica interna general de la faja Guamanes la constituye una foliación milonítica. Ésta se dispone en forma de abanico, haciéndose tendida al oeste y subvertical al este, con un plano medio de N 354°/70° E en su tramo sur, variando hacia el norte con valores que oscilan entre N 345°/65°E y N 302°/60°NE (Fig. 2); este último valor coincide con la inflexión de la faja a la altura de Molle Yaco. Dentro del último tramo, se reconocen sectores donde la foliación milonítica buza hacia el oeste. Se distinguen sobre este plano lineaciones de agregados de cuarzo tipo listón (*stripe lineations*), *rods* de cuarzo y lineaciones minerales de estiramiento formadas por muscovita o por cuarzo y muscovita, con valores medios en el sector sur de N 30°-80° en rumbo y 20°-80° en inmersión, y de N 70°/78° en el tramo norte (Fig. 2).

La secuencia deformacional de la faja Guamanes es compleja, ya que se identifican dos eventos generales, con una etapa dúctil seguida por otra frágil. La deformación localizada que genera la foliación milonítica, repliega pliegues previos denominados F1 y F2; tardíamente, esta foliación y las lineaciones son plegadas por pliegues asimétricos tipo S-Z (F3). A esta estructuración compleja se sobrepone una deformación cuasi-dúctil que genera *kink-bands*, pliegues paralelos y corrugaciones, seguida por una deformación frágil que produce un

clivaje de fractura penetrativo en toda la faja y reactiva los planos axiales de los *kink-bands* a fallas. Ligadas a esta deformación frágil, se emplazan las venas auríferas asociadas a la faja Guamanes y conocidas desde la época colonial como «el oro de la Candelaria».

Los indicadores cinemáticos representados por pescados de foliación (*foliation fish*), clastos asimétricos de tamaño variado tanto con asimetrías sigma como delta, fábricas S-C, clivaje de crenulación extensional, fábrica del eje C del cuarzo y pliegues asimétricos son consistentes con movimientos inversos, con el bloque al este de la faja Guamanes cabalgando sobre el bloque del oeste. Localmente, se han hallado lineaciones horizontales e indicadores cinemáticos sigma con las colas plegadas e indicadores delta que sugieren movimientos directos, mostrando algunas inconsistencias cinemáticas y/o reactivaciones posteriores.

Tomando el cuarzo de la matriz como mineral sensible a los procesos de deformación, se observa que los contactos intergranos son suturados en partes y poligonales con juntas triples a 120° en otras, de los que se deducen etapas de recuperación y recristalización primaria, típicas de microestructuras formadas por deformación dúctil. Asociada a esta matriz, se reconocen cintas de cuarzo policristalinas tipos 2a y 3 (Boullier y Bouchez 1978), presentes en ambos tramos de la faja Guamanes, que equivalen al régimen 3 de dislocación por reptación (*creep*) de Hirth y Tullis (1992). Los tipos de cintas descriptos estarían registrando un evento térmico importante, marcado por una recristalización secundaria en condiciones estáticas, ocurrido luego de la deformación, hecho observable además en la matriz (juntas triples y extinción neta en el cuarzo) y reflejado también por blastomilonitas presentes al sur del lineamiento Corral del Carnero. Cabe agregar que las cintas de cuarzo se forman bajo condiciones de deformación plástica extrema de alta temperatura (350-400°C), típica de milonitas (Vernon 1976).

La faja Guamanes en su tramo sur separa regionalmente dos dominios de deformación, lineal y plegado, denominados A y B respectivamente por Martino (1988, 1993). En su tramo norte, separaría dos complejos metamórficos distintos, designados Complejos Pichanas y Cruz del Eje, que se encuentran al oeste y este de la faja respectivamente (Lyons *et al.* 1997). Estos complejos comparten su historia deformacional y metamórfica, con una edad Th-Pb en monacita de 526 ± 11 Ma (Cámbrico inferior) para el pico metamórfico producido en facies de anfíbolitas (Camacho e Ireland 1997, en Lyons *et al.* 1997).

La faja Guamanes ha tenido una historia compleja que habría comenzado en el Cámbrico inferior y habría finalizado en el Devónico superior (360 Ma, Ar-Ar), marcado por el último evento de blástesis de muscovita + biotita con temperaturas de aproximadamente 300°C (Camacho 1997, en Lyons *et al.* 1997). La similitud de grado metamórfico e historia deformacional entre los complejos metamórficos que separa la faja Guamanes,

implica también que ésta no puede ser considerada como un límite tectónico importante a pesar de su magnitud.

Faja La Higuera-Dos Pozos (LH-DP en Figs. 1 y 2)

Se dispone con rumbo N 300° en un amplio arco carente de expresión morfológica al pie de la sierra de La Higuera, en el valle del mismo nombre (Sureda 1978). Se extiende por casi 50 kilómetros y tiene un ancho menor de un kilómetro, y dividiría en dos al cordón más occidental de las sierras de Córdoba: la sierra de Serrezuela al norte y la sierra de Guasapampa al sur. Esta faja se extiende hacia el ESE hasta la localidad de Corral del Carnero, afectando al plutón Cruz de Caña, cortando a la Faja Guamanes y deformando de manera frágil al batolito de Achala; estos últimos rasgos definen el lineamiento Corral del Carnero (Martino 1988). La faja se desarrolla enteramente dentro del denominado Complejo Metamórfico Pichanas, del Cámbrico inferior, conformado por paragneises, cuarcitas, esquistos, migmatitas, granitoides S, cordierititas, mármoles y anfibolititas, que equivale parcialmente al macizo de San Carlos.

El límite norte de la faja La Higuera-Dos Pozos está retrabajado por la falla frágil terciaria de La Higuera que genera brechas, jaboncillo de falla (*gouge*) y clivaje de fractura. El límite sur es transicional hasta que afloran fajas bien definidas de gneises miloníticos, blastomilonitas, ultramilonitas y pseudotaquilitas. Concordantes con la faja, se emplazan cuerpos pegmatoides ácidos turmaliníferos, que suelen estar plegados y desarrollan clivaje de plano axial (N 310°/55° S), con turmalina asociada al mismo.

Las milonitas de la faja La Higuera-Dos Pozos poseen una foliación orientada hacia N 310°-320°/60° NE y una lineación de estiramiento sobre este plano de valor N 110°/40-50°; la falla de La Higuera posee ese mismo rumbo medido en la cuesta de La Higuera y sobre el río Pichanas. Las rocas miloníticas de esta faja son de grano muy fino a fino, con ojos de feldespatos simétricos tipo phi, lo que dificulta la aplicación de criterios mesoscópicos para deducir el sentido de la cizalla. Otro problema que se suma al anterior es la superposición cataclástica, que ha perturbado a las milonitas que se observan a través de la faja. Sin embargo, se reconocen fabricas S-C, clivaje de crenulación extensional y feldespatos rotados que muestran un sentido inverso general, con deslizamiento de rumbo sinistral subordinado en el mapa.

Las características descritas permiten suponer que la faja La Higuera-Dos Pozos tiene una larga historia de funcionamiento, con diferentes regímenes de deformación; se habría reactivado durante la orogenia Ándica que provocó el alzamiento de las sierras de Córdoba en el Terciario (Jordan *et al.* 1986). Esta faja de rocas miloníticas habría controlado la formación de la falla

de La Higuera (N 310°-320°/60°NE) que, a su vez, controla el levantamiento de la sierra homónima y parte del curso del río Pichanas. Esta faja cabalga rocas gnéicas sobre rocas migmáticas-granitoides y está nucleada aproximadamente en el contacto de las mismas, indicando un fuerte control reológico en su desarrollo.

Asociados a la falla de La Higuera, se han reconocido filones de cuarzo aurífero (Valdez 1989, com. pers.), en las cercanías de la localidad del mismo nombre. Hacia el extremo noroeste de la faja, se encuentra el importante distrito minero El Guaico (Sureda 1978), con mineralizaciones de plomo, plata y cinc. Según Skirrow (1997, en Lyons *et al.* 1997), la edad de mineralización (sericita, Ar-Ar) es de 386 ± 4 Ma (Devónico medio) y las vetas portadoras se habrían emplazado en las zonas dilatantes en el contacto esquistos/gneises del Complejo Metamórfico Pichanas durante la actividad deformacional de la faja La Higuera - Dos Pozos; esta última presenta biotita estable durante la milonitización.

Faja de Ambul-Mussi (AM en Figs. 1 y 2)

Esta faja fue definida como una zona de «gneises de ojos» por Stelzner (1875) y por Paschetta (1952); posteriormente Olsacher (1960) reconoció esta zona, consideró su extensión y la cartografió hasta las cercanías de Santa Rosa, donde termina (Olsacher 1972). Tanto este último autor como Paschetta (1952) interpretaron esta faja como producto del metasomatismo.

Gordillo (1984) describió con mayor precisión las rocas aflorantes en la zona de Ambul-Mussi, las clasificó como blastomilonitas y las propuso como límite sur del macizo de San Carlos y límite este de la pampa de Pocho (Paschetta 1952).

Bonalumi *et al.* (1986) cartografiaron el área y definieron una faja de 10 kilómetros de ancho, con una zonación transversal compuesta por blastomilonitas y gneises miloníticos en los márgenes de la faja, con un sector central denominado «área tectonizada» con dos texturas, esquistosa y gnéica. Su terminación hacia el sureste, la constituyen las rocas graníticas del batolito de Achala, que corta nítidamente a la faja de tectonitas; esto ya había sido mostrado en la cartografía que publicó Gordillo (1984). Hacia el noroeste, Bonalumi *et al.* (1986) postulan que la faja se hunde bajo los volcanes de Pocho y correlacionan la falla frágil que levanta la sierra de Guasapampa con la faja de Ambul-Mussi, considerando que en conjunto se trata de una falla regional profunda del edad precámbrica. Cálculos geotermobarométricos realizados por Bonalumi (1986, com. pers.), en rocas diatexiticas con biotita-cordierita-granate del contacto nordeste, arrojan valores de 754-794°C de temperatura y 5,7-5,9 Kb de presión (aproximadamente 23 km de profundidad).

Martino (1993) cartografió la zona, tomó muestras

orientadas y realizó un análisis estructural de toda la faja. Esta tiene aproximadamente 4 kms de ancho y 30 km de largo, y comienza de manera más o menos brusca, nucleándose en el borde noreste (Fig. 1) en fajas locales de intensa deformación que dejan septos interpuestos de rocas sin deformar, alargados según la foliación dominante. La roca predominante en toda la faja es una milonita gnéisica («gneis de ojos» definido por Gordillo 1984), granatífera en partes, a la que se asocia una faja central de gneises granatíferos con intercalaciones de esquistos bandeados («área tectonizada» de Bonalumi *et al.* 1986). A su vez, estas últimas rocas están afectadas por milonitización en fajas que produce: (a) una foliación anastomosada y plegamiento asimétrico mesoscópico, o (b) un bandeo con desarrollo de cintas de cuarzo, definiendo así una milonita micácea, análoga a la descrita para la faja Guamanes. Hacia el suroeste, aumenta la deformación, presentando fajas de ultramilonitas y una faja de filonitas (< 200 m de espesor) intercaladas en la milonita gnéisica. Las filonitas están afectadas por *kink-bands* que evolucionan en sus planos axiales a fallas directas de poco rechazo, en las que se reconoce una lineación por deslizamiento (*slip lineation*) paralela a la foliación filonítica y perpendicular a los ejes de los *kink-bands*. Sobre el plano de foliación mencionado, se reconocen las trazas de los ejes de los pliegues que tienen una disposición paralela y suavemente ondulada. Este hecho vuelve a mostrar que habría habido una reactivación y retrogresión importante de fajas miloníticas durante el alzamiento de la sierra de Córdoba; es de hacer notar que esta área coincide con la escarpa morfológica de la falla de la sierra Grande. El límite suroeste también es transicional: hacia la pampa de Pocho (bloque cabalgado, correspondientes a rocas aflorantes al sureste de Santa Rosa, figura 1) se reconocen gneises sillimaníticos, esquistos bandeados, anfíbolitas y granitoides, los primeros muy alterados a clorita y muscovita. Estas rocas se correlacionan con afloramientos del margen occidental de la pampa de Pocho, pertenecientes a su vez al bloque cabalgante de la faja Los Túneles (véase Figs. 1 y 2).

Las milonitas gnéisicas están formadas por porfiroclastos de feldespato potásico, oligoclasa, cuarzo y escaso granate, incluidos en una matriz de grano fino compuesta por biotita y cuarzo, con cantidades menores de plagioclasa y muscovita. El cuarzo forma cintas monominerales de hábito rectangular, paralelas a la foliación visible, controladas por la biotita (*pinning*) dispuesta subparalela a las cintas. Los porfiroclastos de feldespato potásico son redondeados a alargados según la foliación milonítica (tipos theta y phi) y tienen microestructura en manto y núcleo, con límite nítido entre ellos. El núcleo tiene extinción ondulosa y está pertitzado en flama; también se reconocen mirmequitas de tipo bulboso. El manto tiene textura granoblástica y está compuesto por feldespato potásico, algo de cuarzo y muscovita. La biotita en algunas muestras está cloritizada. Los rasgos apuntados indicarían condi-

ciones de deformación que habrían empezado en grado medio alto pasando a grado bajo (facies de anfíbolitas medias a facies de esquistos verdes).

En las milonitas de la faja Ambul - Mussi, además de los porfiroclastos de tipo theta y phi mencionados, se reconocen sistemas de porfiroclastos delta y sigma asociados a rocas félsicas intercaladas. La foliación milonítica está bien desarrollada y presenta un valor promedio de orientación de N 305°/30° NE (Fig. 2). Las lineaciones están mejor desarrolladas donde la roca es más rica en cuarzo y principalmente en las rocas félsicas; el valor promedio es N 60°/30° (Fig. 2). Haciendo uso de las lineaciones, sistemas de porfiroclastos y bandas de cizalla esporádicas a lo largo de la faja, es posible determinar que el movimiento es esencialmente inverso con componente sinistral relativa en el mapa.

Hacia el noroeste, en el área de Cañada de Salas al oeste de la localidad de Salsacate (Fig. 1), la faja Ambul-Mussi ha sido reconocida como el basamento encajonante del volcán Véliz, confirmando lo postulado por Bonalumi *et al.* (1986). En este lugar, la milonita gnéisica está muy fracturada y alterada, y la biotita de la matriz se desferriza fuertemente tiñendo la roca de color ocre. La orientación de la foliación se mantiene más o menos constante. Olsacher (1960) cita hallazgos de cuarcitas micáceas, rocas clasificadas actualmente como milonitas micáceas, al oeste de la mina La Argentina (Pb, Ag y Zn) y entre Cañada de Salas y Boroa. En la zona de Cañada de Salas, Olsacher (1960) dice que las andesitas (6-7 Ma) están milonitizadas; de ser así, es de suponer que las deformaciones por cizalla de la sierra de Córdoba habrían sido configuraciones activas durante toda la historia fanerozoica, hecho que habría que estudiar y confirmar en el futuro.

Cabe agregar que, hacia el contacto con el batolito de Achala, a largo del lineamiento que define la faja Ambul-Mussi, se encuentra el distrito wolframífero El Huaico, posiblemente relacionado con los procesos de milonitización según Herrmann y Tourn (2002). Las vetas se emplazan discordantemente con rumbos subparalelos a la foliación milonítica en planta y buzamientos hacia el suroeste y nordeste con ángulos medios a bajos.

Hacia el bloque cabalgado, a su vez bloque cabalgante de la faja de Los Túneles (véase más adelante), además de gneises sillimaníticos, esquistos bandeados, anfíbolitas y granitoides correlacionables con rocas análogas aflorantes en La Tablada (margen oeste de la pampa de Pocho, en zona de sillimanita + muscovita), se reconocen estromatitas con leucosomas granatíferos y plutones peraluminosos cordieríticos en la zona de los volcanes de Pocho y el gneis Las Palmas. Comparando las rocas diatexiticas con biotita-cordierita-granate del bloque cabalgante y las rocas del bloque cabalgado, se ve que las primeras son anatécicas (T = 754-794°C, P = 5,7-5,9 Kb, paragénesis cordierita + biotita + granate ± sillimanita) y las segundas también

son anatómicas o están dentro de la segunda isograda de la sillimanita (p. ej.: gneis Las Palmas, paragénesis granate + biotita + sillimanita; Gordillo 1984) o de la primera isograda de la sillimanita (p. ej.: estromatitas La Aguadita, paragénesis muscovita + biotita + sillimanita; Martino *et al.* 2003), lo que indica que la faja Ambul-Mussi no es un límite tectónico importante sino una faja de deformación dentro de la corteza media (Whitmeyer y Simpson 2003). Probablemente hacia el norte y a la altura de Cañada de Salas, se encuentre la atenuación - terminación de la faja Ambul-Mussi, ya que en una exploración preliminar reciente hacia la sierra del Coro, en una sección que une las localidades de Puerta del Durazno-Ciénaga del Coro, no se ha hallado la faja, sólo se comprobaron los efectos cataclásticos de la falla del pie de sierra mencionado.

No se poseen datos de edad de la faja Ambul-Mussi. La similitud con la faja Los Túneles, permite asignar su actividad deformacional al lapso entre el Cámbrico medio-Ordovícico inferior.

Faja Los Túneles (LT en Figs. 1 y 2)

Stelzner en 1885 fue quien primero reconoció las rocas a lo largo de la quebrada de Jatán, destacando su característica más notable al denominarlas «gneis ondulado». El llamado «Gneis de Los Túneles» (Gordillo 1984) es una roca de grano grueso compuesta por «ojos» redondos a ovoides y venas lentiformes formadas principalmente por oligoclasa, cuarzo y escasísimo granate, los que se encuentran en una matriz micácea constituida por biotita, muscovita, plagioclasa y fibras de sillimanita. Gordillo (1984) reconoció anfibolitas diopsídicas y cuarcitas biotíticas listadas como litologías acompañantes del gneis de Los Túneles.

La faja de deformación Los Túneles se dispone en dirección norte-sur, por aproximadamente 75 km de largo y 1-5 km de ancho. Está limitada al oeste por la falla de Pocho y la zona de falla La Mermela. El límite este es el contacto neto con las rocas del macizo San Carlos y el contacto transicional con el gneis Las Palmas. Hacia el sur, limita con la faja de deformación Pachango y, hacia el norte, se extiende paralelamente a las sierras de Pocho y Guasapampa (Martino *et al.* 1999a, 2002, 2003).

Se reconoce una variación textural y mineralógica en las rocas a lo largo de la faja Los Túneles, que va desde milonitas al norte, pasando por protomilonitas y llegando finalmente a las estromatitas poco deformadas de La Aguadita al sur. En los sectores centro y sur de la faja, se intercalan grandes clastos de anfibolitas plegadas, gneises cuarzosos, cuarcitas calcosilicáticas, escasos mármoles y rocas ultramáficas.

Concomitantemente con la deformación, se habría producido el ingreso de fluidos acuosos ricos en H^+ , en un sistema abierto, los que habrían desarrollado abundante muscovita y cuarzo a partir de la descomposición

de plagioclasa y biotita, con producción intermedia de sillimanita en los sectores centro y sur de la faja Los Túneles. Las condiciones físicas de la deformación habrían comenzado en la facies de anfibolitas superiores y finalizado en la facies de esquistos verdes, con la generación de clorita y sericita.

Se interpreta que la de Los Túneles es una faja de deformación oblicua a las principales unidades litológicas: felses y gneises del Macizo San Carlos, Gneis Las Palmas y Estromatitas La Aguadita.

En la faja Los Túneles, la foliación milonítica es compuesta y está integrada por: (a) una predominante de tipo C, orientada N 334°/42°E, y otra (b) constituida por bandas de cizalla extensional de bajo ángulo C', que corta a la primera. Ambas foliaciones son concomitantes, poseen la misma asociación mineral e integran una fábrica C-C' que define una cinemática general inversa, al igual que las geometrías tipo sigma y delta de los agregados y porfiroclastos, la fábrica S-C en clastos de anfibolitas y los cuellos de los *boudines*. Sobre el plano C, hay una lineación de estiramiento formada por muscovita ± sillimanita ± cuarzo, con un rumbo de N 80° y 43° de inmersión al este.

La faja Los Túneles se interpreta como una faja de deformación dúctil, con movimiento inverso del techo hacia N 230°, que superpone rocas en zona de sillimanita + feldespatos potásicos del Gneis Las Palmas, sobre las Estromatitas La Aguadita en zona de sillimanita + muscovita. Este conjunto está cabalgado, a su vez, sobre los gneises y esquistos de Mojigasta a lo largo de la faja de deformación Pachango.

En la zona de Los Túneles se reconocen dos inversiones metamórficas. (1) La faja Los Túneles, a través de un régimen de deformación dúctil durante el Cámbrico superior-Ordovícico inferior, yuxtapone rocas metamórficas de la zona de sillimanita + feldespatos potásicos sobre rocas de la zona de sillimanita + muscovita. (2) La zona de falla La Mermela, a través de un régimen deformacional frágil del Terciaria, yuxtapone las rocas de la faja Los Túneles sobre las filitas La Mermela. Como las filitas tienen edades similares a las del resto de las metamorfitas dentro del ámbito de las sierras de Córdoba, esta inversión no es comparable con la producida en la zona de cizalla del Río Guzmán en San Luis (Simpson *et al.* 1998). La faja Los Túneles es posmetamórfica con respecto a las metamorfitas regionales y preplutónica con respecto al plutón de Charquina. La edad de la deformación estaría acotada entre el Cámbrico superior y el Ordovícico inferior (509-474 Ma). El período de actividad deformacional de esta faja coincidiría con el acercamiento del terreno Cuyania al margen gondwánico, antes de su emplazamiento y colisión final en el Ordovícico medio-superior (Astini *et al.* 1995, 1996; Thomas y Astini, 1996, 2003). En el ámbito pampeano, se estarían produciendo las etapas contraccionales póstumas, relacionadas a la colisión del terreno Pampia con el margen occidental de Gondwana.

Faja Pachango (Pa en Figs. 1 y 2)

Esta faja fue definida como el lineamiento límite de la faja Los Túneles hacia el sur por Martino *et al.* (1999a); estudios posteriores permitieron verificar la presencia de rocas miloníticas asociadas al mismo y darle el rango de faja de deformación (Martino *et al.* 2003). Ésta se extiende con un rumbo aproximado N 300°, con un ancho aflorante de menos de un kilómetro y un largo aproximado de 20 kilómetros; hacia el noroeste, se interrumpe en la falla de la sierra de Pocho y hacia el sureste, se hunde por debajo de los sedimentos modernos de la pampa de Pocho. Los límites son transicionales y, a lo largo de la faja Pachango, las litologías pertenecientes a las Estromatitas La Aguadita aflorantes hacia el NNE y los esquistos y gneises de Mojigasta aflorantes hacia el SSO de la faja, se presentan interdigitadas e intruidas por pegmatitas ácidas muy deformadas. Tomando las pegmatitas ácidas como roca de referencia deformada dentro de la faja, es posible reconocer milonitas compuestas por porfiroclastos de feldespato potásico con microestructura de manto y núcleo, en una matriz bandeada formada por cintas alternantes de cuarzo y de feldespato potásico a modo de un «gneis acintado» (*striped gneiss*; Passchier y Trouw 1996: 107). El manto está formado por feldespato potásico recrystalizado con bordes de grano rectos y juntas triples, mientras que el núcleo tiene extinción ondulosa y está levemente pertitzado en flamas. En conjunto presenta simetrías tipo theta y phi incipientes. Se reconocen muy pocos porfiroclastos de plagioclasa, la que presenta maclas acuñadas y muy curvadas. Las cintas de cuarzo son de tipo 3 y los blastos presentan bordes rectos y perpendiculares a la cinta; a veces esos bordes son irregulares y fuertemente suturados. Las cintas de feldespato potásico son granoblásticas, producto de la reducción en tamaño y recrystalización de un grano mayor. La roca es rica en muscovita, la que forma pescados de mica sigmoidales y se intercrece con biotita. Es posible ver que la biotita está alterada levemente a clorita. La foliación milonítica está plegada en pliegues asimétricos del tipo S, mirando hacia el NNO. Se observan bandas de cuarzo recrystalizado, limitadas por micas (*pinning*), con orientación preferente de la forma y de la cristalografía, detectada con lámina de yeso. Estas bandas estarían indicando un régimen III de reptación de dislocaciones para el cuarzo (Hirth y Tullis 1992). Las microestructuras descriptas para los porfiroclastos y la matriz indican condiciones de la deformación asignables al grado medio alto.

La foliación milonítica tiene una orientación general de N 320°/25° N y se le asocia una lineación mineral compuesta por muscovita + biotita + cuarzo, dispuesta N 66°/20°. Utilizando los pescados de mica, la orientación preferente del cuarzo y los pliegues, es posible deducir que los movimientos han sido inversos a lo largo de la faja.

Se desconoce la edad de la faja Pachango; ésta cabal-

ga rocas en la zona de sillimanita + muscovita (Estromatitas La Aguadita) sobre rocas en zona de granate con asociaciones de biotita + granate + muscovita, marcando una clara inversión metamórfica y un límite entre unidades con diferente metamorfismo y deformación. Probablemente, estos rasgos la emparenten con la faja Guacha Corral.

Faja Altautina (At en Figs. 1 y 2)

Es una pequeña faja de menos de un kilómetro y que se extiende aproximadamente por 40 km a lo largo de la sierra de Altautina. Presenta límites netos y las rocas más conspicuas son milonitas micáceas y filonitas derivadas de los denominados esquistos de Altautina (Stelzner 1885, Gamkosián 1948, Olsacher 1972), cuya composición mineralógica es bastante constante: cuarzo, biotita, plagioclasa, muscovita, turmalina y magnetita. También se reconocen mármoles y rocas ígneas milonitizadas. Las milonitas micáceas son rocas análogas a las descriptas para la faja Guamanes y son las rocas más estudiadas de esta faja. La foliación milonítica está bien desarrollada, se orienta N 340°/70° E y sobre la misma se reconoce una lineación de muscovita y de listones de cuarzo orientada N 68°/78°. En estas rocas, la biotita y la muscovita son estables, están intercrecidas y sirven de límite a finísimas cintas de cuarzo de tipo 3. Se reconocen fábricas S-C, pescados de mica y sistemas de porfiroclastos tipo delta que consistentemente indican movimientos inversos. No se conoce la edad de esta faja. Sería parte del bloque cabalgado a lo largo de la faja Guacha Corral (Figs. 1 y 2).

Área Sur (S en Figs. 1 y 2)

Este sector está dominado por la sierra de Comechingones, continuación sur de la sierra Grande, que presenta un conjunto de rocas dispuestas en fajas norte-sur. Entre esas rocas se distingue el Complejo Metamórfico sierra de Comechingones (I), entre los batolitos de Achala y Alpa Corral (Martino *et al.* 1995 y bibliografía allí citada), caracterizado por dos grandes asociaciones litológicas con rango de grupo: el Grupo Yacanto, constituido por diatexitas cordieríticas y estromatitas, en las que se intercala el Grupo San Miguel, compuesto por rocas ultramáficas, máficas, gneises granatíferos, mármoles y el cuerpo de kinzigita del río Santa Rosa (Martino *et al.* 1995 y bibliografía citada allí). No hay fechados radimétricos actuales pero se presume que este complejo metamórfico sería cámbrico. Al sur del batolito de Alpa Corral, afloran dos complejos metamórficos denominados Monte Guazú (II), del Cámbrico, formado por metamorfitas y ortogneises, y el Complejo Achiras (III), del Devónico media (384 Ma, Stuart-Smith *et al.* 1996), formado por metamorfitas, granitos peraluminosos y granitos bio-

títicos; ambos complejos han sido definidos por Otamendi *et al.* (1996, 1998 y 2000) y por Sims *et al.* (1997). El Complejo Metamórfico Achiras se correlaciona con el Complejo Metamórfico Conlara (Sims *et al.* 1997), que aflora como pequeñas sierras en el bloque bajo de la sierra de Comechingones o en afloramientos más extensos en el sector occidental de la sierra de San Luis, que se extenderían hasta la faja de cizalla del río Guzmán, marcada como referencia en las Figs. 1 y 2. Al momento se desconoce el límite entre los complejos I y II, aunque es probable que se trate de un mismo complejo, mientras que entre los complejos II y III el límite sería parcialmente la faja de deformación La Laja y un valle intramontano (véase más adelante). Afectando a los complejos I, II, y III, se nuclea una de las mayores fajas de deformación conocida para las sierras de Córdoba: la faja Guacha Corral. El complejo II está afectado localmente por una faja de deformación menor, no marcada en la figura 1, denominada también Monte Guazú (Otamendi *et al.* 1996).

Regionalmente, la sierra de Comechingones ha sufrido un metamorfismo M2 de tipo barroviano con una presión y temperatura máximas de su pico de aproximadamente 800°C - 8 Kb (+ en figura 1, 32° LS - 64° 42' LO; Martino *et al.* 1994b; Demichelis *et al.* 1998; Guerreschi y Martino, 2003), decreciendo hacia el SSE y NNO. Este decrecimiento está marcado por las líneas punteadas con flechas hacia el Complejo Monte Guazú (aproximadamente a 33°10' LS - 64°50' LO, 740°C y 6,8 Kb, Otamendi *et al.* 2000) y hacia el macizo de San Carlos respectivamente (aproximadamente 31°10' LS - 65°05' LO, 710°C y 5,9 Kb, Gordillo 1984, Martino *et al.* 1994b). El pico metamórfico M2 se habría producido hacia el fin de la orogenia Panafricana a los 520-530 Ma (Stuart-Smith *et al.* 1996, Rapela *et al.* 1998a). La región alrededor de (+) representaría la mayor profundidad exhumada de la corteza cámblica en las sierras de Córdoba, aproximadamente 32 kilómetros.

Faja Guacha Corral (GC en Figs. 1 y 2)

Esta faja, una de las más extensas y complejas reconocidas hasta el momento dentro de la sierra de Córdoba, tiene cerca de 20 kilómetros de ancho y se extiende por 120 kilómetros entre los batolitos de Achala y de Alpa Corral (tramo norte de la faja, figura 2), y entre este último y la culminación austral de la sierra de Comechingones (tramo sur de la faja, figura 2), hundiéndose probablemente bajo la llanura hacia el SSE (Fig. 1). El límite este es el lineamiento Guacha Corral, de rumbo norte, que coincide con el río que le da el nombre a la faja, formalizado por Martino (1993) y Martino *et al.* (1995). Esta faja de deformación afecta a los tres complejos metamórficos mencionados más arriba y desarrolla rocas miloníticas similares a las descriptas para las fajas Ambul-Mussi y Los Túneles.

El tramo norte de la faja Guacha Corral está interrumpido y, a su vez, rodea tanto por el este como por el oeste al batolito de Achala, intruido parcialmente dentro de este tramo. Hacia el este del lineamiento Guacha Corral, la faja se nuclea progresivamente, desarrollando fajas deformadas con intercalaciones de roca no deformada; cuando afecta a las diatexitas cordieríticas del Grupo Yacanto, éstas quedan como grandes clastos redondeados o estirados según la foliación, rodeados por una matriz gnéisica o esquistosa de rocas miloníticas. Hacia el oeste, salvo por una faja de estromatitas intercalada en los alrededores del puesto Tres Arboles, las rocas milonitizadas abarcan toda la escarpa de la sierra de Comechingones hasta las cercanías del cerro Áspero. Hacia el sur, el tramo norte de la faja Guacha Corral se interrumpe en su mayor parte por el batolito de Alpa Corral, excepto el límite oriental de la faja que rodea a dicho batolito y lo sobrepasa.

El tramo sur de la faja Guacha Corral se dispone desde el batolito de Alpa Corral hasta el extremo sur de la sierra de Comechingones. En este tramo, la faja se resuelve en numerosas y estrechas fajas de 100 a 200 metros de potencia (Fagiano *et al.* 1999), interdigitadas con rocas no deformadas del Complejo Metamórfico Monte Guazú, hasta el límite occidental. Allí, un filete de rocas no deformadas de dicho complejo se pone en contacto con el valle intermontano formado por las quebradas del Divisadero y Mala (QDM en Figs. 1 y 2), filete que se extiende hacia el suroeste y se pone en contacto con la faja La Laja, que sobrepone el Complejo Metamórfico Monte Guazú con el Complejo Metamórfico Achiras (véase más adelante). En conjunto, existe un control reológico importante sobre la deformación, ya que las diatexitas se deforman menos que las metatexitas y éstas, a su vez, menos que los gneises. Las anfibolitas, más abundantes en el tramo sur, se presentan como masas tabulares que siguen la foliación milonítica general, la que tiene una geometría fuertemente anastomosada a lo largo de la faja.

En el tramo norte de la faja Guacha Corral, se reconocen ultramilonitas hacia el límite oriental, las que pasan a milonitas hacia el oeste, con escasas protomilonitas. También se observan fajas intensamente filonitizadas en las cercanías de fallas frágiles más modernas. La rocas más conspicuas de la faja tienen una foliación milonítica de aspecto gnéisico, con porfiroclastos de agregados de plagioclasa granoblástica y porfiroclastos de grandes cristales de plagioclasa con estructura en núcleo y manto. El núcleo presenta una intensa deformación, con acuñamiento y doblamiento de maclas; el manto está formado por agregados granoblásticos de plagioclasa recrystalizada. Además, se advierte que estos porfiroclastos han sido fracturados. Las formas de los porfiroclastos es de tipo tipo theta y sigma. Otros porfiroclastos con menor desarrollo son de granate, en general redondeado, con formas tipo phi, con núcleo poiquilítico, alterado por sus fracturas a muscovita y biotita; muestra coronas deformadas de plagioclasa. La matriz está formada mayoritariamente por biotita, que

aparece en láminas flexuradas, con *kink-bands* y se altera a muscovita. Otro mineral abundante de la matriz es el cuarzo, que se encuentra en agregados lenticulares con textura granoblástica de bordes suturados y en cintas con cristales de hábito cuadrado con contactos intergranos rectos a suturados. El cuarzo, a su vez, tiene extinción ondulosa, bandas de deformación y está fracturado. La muscovita de la matriz presenta orientación preferente de la forma, produciendo bandas limitadas por biotita. Las condiciones de la milonitización han sido recientemente establecidas para este tramo en 540°-590°C de temperatura y 3-6 Kb de presión, por Withmeyer y Simpson (2003), las que son consistentes con las microestructuras descritas.

En el tramo norte de la faja Guacha Corral, la foliación milonítica está bien desarrollada, es anastomosada, con fuertes variaciones en el rumbo y el buzamiento; su orientación general es N 350°/30-65° E. En las rocas cuya matriz se enriquece en cuarzo y feldespato, se observa una lineación de estiramiento sobre el plano de foliación, compuesta por micas, que se dispone N 70°/25-50° (Fig. 2). Se reconocen pliegues asimétricos, cuyos planos axiales se dispersan al igual que sus ejes dentro de los valores de la foliación milonítica, indicando un sentido de movimiento inverso para el tramo norte; el mismo sentido ha sido deducido usando sistemas de porfiroclastos tipo sigma identificados en las rocas miloníticas. Los pliegues afectan a la foliación milonítica y a la lineación de estiramiento.

El tramo sur de la faja Guacha Corral está constituido por una secuencia de estromatitas deformadas, protomilonitas, milonitas y ultramilonitas (Fagianio *et al.* 2002). En estas rocas, se distinguen porfiroclastos tipo sigma, delta y theta de plagioclasa, y de agregados de plagioclasa recristalizada y, en menor proporción, de feldespato potásico, cuarzo y granate, en una matriz de grano fino de color negro a gris oscuro. La matriz tiene dos asociaciones mineralógicas que reflejan las condiciones de la deformación: biotita, sillimanita acicular y fibrolita, representativa de condiciones de alta temperatura, la que es reemplazada por otra de baja temperatura formada por clorita, sericita y muscovita de grano muy fino que, cuando domina, genera filonitas ricas en calcopirita, piritita y bornita en sus planos de foliación. Son comunes las cintas de cuarzo recristalizadas.

La foliación milonítica tiene también en el tramo sur de la faja una disposición anastomosada; su plano medio es N 0°/26° E y sobre el mismo se dispone una lineación de estiramiento, formada por micas, orientada N 74°/40° (Fig. 2). Los sistemas de porfiroclastos indican movimientos inversos.

En conjunto, la faja Guacha Corral re TRABAJA rocas metamórficas de grado medio a alto, de edad cámbrica, que conforman el bloque cabalgante sobre gneises psamíticos del bloque cabalgado, compuestos por cuarzo + feldespato + biotita ± muscovita. Estas últimas rocas son del Ordovícico inferior, fechados en 453 ± 2 Ma

(U-Pb en monacita, Gromet, en Withmeyer y Simpson 2003) y son correlacionables con rocas del Complejo Metamórfico Conlara, asignado al Cámbrico por Sims *et al.* (1997). Si se acepta esta interpretación, la faja Guacha Corral sería un límite mayor dentro de las sierras Pampeanas de Córdoba, al poner en contacto y re TRABAJAR rocas formadas en dos periodos distintos, con diferencias en el metamorfismo y la deformación, cabalgando las rocas de los Complejos Metamórficos Comechingones y Monte Guazú sobre las rocas del Complejo Metamórfico Conlara (la faja Altautina sería parte del bloque cabalgado y parte de este último complejo). Esta situación es análoga a la que ocurre a lo largo de la faja Pachango, que cabalga rocas en la zona de sillimanita + muscovita (Estromatitas La Aguadita) sobre rocas en zona de granate con asociaciones de biotita + granate + muscovita, marcando una clara inversión metamórfica y un límite entre unidades con diferente metamorfismo y deformación. Tentativamente podrían correlacionarse las fajas de Guacha Corral y Pachango (Fig. 2), que se habrían configurado durante la fase Oclóyica de la orogenia Famatiniana.

Faja La Laja (LL en Figs. 1 y 2)

Esta faja fue definida por Otamendi *et al.* (1996) y se extiende por aproximadamente 20 km en el largo, con un ancho de 1,5 kilómetros. Los límites son transicionales al nordeste y netos, afectados por fallamiento frágil, hacia el suroeste. Se reconocen esquistos biotíticos con cantidades menores de granitos, mármol calcodolomíticos, anfibolitas, pegmatitas y una lente de serpentinitas milonitizadas en facies de esquistos verdes, conformando una *melange* milonítica (Sims *et al.* 1997). La foliación milonítica en rocas cuarzo feldespáticas está marcada por bandas granoblásticas poligonizadas de cuarzo y feldespatos; en estas rocas se reconoce una lineación de cuarzo y muscovita. En las milonitas derivadas de esquistos biotíticos, la foliación milonítica está dada por cintas de cuarzo recristalizadas asociadas a blástesis de clorita. En las anfibolitas, hay un fuerte desarrollo de epidoto a partir de plagioclasa. La disposición general de la foliación milonítica es aproximadamente N 350°/50°E; la lineación se orienta N 90° (Otamendi *et al.* 2000) y no se tienen datos de su inmersión, calculada sería N 80°/52° (Fig. 2). Se reconoce una variedad de pliegues (véase figura 3 en Otamendi *et al.* 1996), de naturaleza intrafoliar, que se interpretan en este trabajo como pliegues en vaina asociados al evento milonitizante. Sobre la base de fábricas S-C desarrolladas en las rocas cuarzo-feldespáticas y en los esquistos, es posible deducir movimientos inversos. La edad de la faja sería devónica superior, ya que corta al Complejo Metamórfico Achiras de 382 ± 2 Ma (Sims *et al.* 1997, Otamendi *et al.* 2000) y estaría relacionada con el ciclo Achaliano, cuyo clímax se alcanzó a los 370 Ma para cerrar aproximadamente a los 355 Ma

(Ar-Ar en micas, Camacho 1997). La faja La Laja limita parcialmente los Complejos Metamórficos Monte Guazú y Achiras. Al detalle, este límite es válido hacia el extremo sureste de la faja, mientras que hacia el extremo noroeste, la misma está nucleada dentro del Complejo Metamórfico Achiras (Fig. 1). Según Fagiano *et al.* (2002), gran parte del contacto noroeste entre los complejos mencionados corre a lo largo de las quebradas del Divisadero y Mala, que forman un valle intramontano casi inaccesible, en el que se reconocen abundantes cuerpos concordantes de aplopegmatoides cubiertos por sedimentos modernos. Este valle es el contacto noroeste entre los complejos Monte Guazú y Achiras, mientras que el contacto sureste de los complejos mencionados sería la faja La Laja.

Área Este (E en Figs. 1 y 2)

Esta área abarcaría todo el margen oriental de las sierras de Córdoba, integradas de sur a norte por las sierras de Las Peñas, de Los Cóndores y Chica. Estas sierras han sido divididas en una serie de complejos metamórficos que se describirán a continuación. El Complejo Metamórfico Las Peñas (Bonalmi *et al.* 2001) domina en la sierra homónima; está formado por gneises para y ortoderivados, anfíbolitas orto y para derivadas, mármoles impuros y metabasitas que son el encajonante del granitoide de Las Peñas. Hacia el norte, se reconoce el Complejo Metamórfico sierra Chica (Martino *et al.* 1995) compuesto por gneises biotíticos-granatíferos, migmatitas homogéneas y heterogéneas con sillimanita, cordierita y granate, mármoles y anfíbolitas, litologías integradas en el Grupo Santa Rosa; y rocas máficas y serpentinitas que forman el Grupo Soconcho. Conjuntamente estos grupos son el encajonante de las rocas trondhjémicas del Grupo Calmado, el que se extiende actualmente hasta la quebrada Honda (Fig. 1). Se reconocen dos fajas de deformación que afectan a los complejos descriptos: Soconcho y La Avispa (véase más adelante).

Al norte de la quebrada Honda, aproximadamente a 31° 20' LS, han sido reconocidos desde la década de 1970 dos grupos, de este a oeste: Grupo San Roque y Grupo El Diquecito (Gordillo y Lencinas 1979; Baldo *et al.* 1996b; Rapela *et al.* 1998a). El Grupo San Roque está formado por gneises con muscovita, sillimanita y biotita, gneises biotíticos y anfíbolitas titaníferas, separados por la faja de deformación Casa Bamba (pobremente definida) del Grupo El Diquecito, el que está compuesto por ortogneises tonalíticos con intercalaciones de gneises con sillimanita, granate y feldespato potásico, de mármoles y anfíbolitas diopsídicas. Hacia el este de un accidente morfológico conocido como lineamiento El Diquecito (no marcado en la figura 1), se encuentra una secuencia de rocas orto y paraderivadas en las que se destacan metabasitas anfíbolitizadas, gneises tonalíticos, gneises sillimaníticos-

granatíferos y migmatitas homogéneas y heterogéneas con granate + cordierita + sillimanita, intruidas discordantemente por el stock de granito muscovítico de Las Bateas. El contacto entre gneises y migmatitas sería transicional, si bien esta relación se ve oscurecida por la faja de deformación La Estanzuela, que desarrolla rocas miloníticas en las metabasitas, gneises, migmatitas y en el margen occidental del plutón de Las Bateas, faja que a su vez es retrabajada por la falla terciaria del mismo nombre que se nuclea justo al medio de la falla dúctil. En ese sector, donde claramente afloran las migmatitas homogéneas, se define el Subgrupo La Calera, que finaliza en una faja de gneises tonalíticos que se hunden bajo los sedimentos modernos del valle de La Calera. Gordillo (1984) determinó condiciones metamórficas que se aproximan a los 700-750°C de temperatura y 6,0-6,5 Kb de presión, usando biotita, granate y cordierita. Recientemente, Baldo *et al.* (1996b) y Rapela *et al.* (1998a) han determinado condiciones para el pico metamórfico M2 de 5,7-6,3 Kb de presión y 820°C de temperatura para las migmatitas, y de 8,6 Kb de presión y 810°C para las metabasitas.

Hacia el norte de los 31° 20' S aflorarían, aunque no se conoce adecuadamente la correlación entre complejos, el Complejo Metamórfico La Falda y la Formación El Manzano, los que se ponen en contacto a través de la faja de deformación Carapé con los Complejos Ígneos Ascochinga y sierra Norte. Afectando a estos últimos, se reconocen las fajas de deformación Ischilín y Sauce Punco (Fig. 1). El Complejo Metamórfico La Falda está formado por gneises tonalíticos granatíferos, migmatizados en parte, con escasos mármoles y anfíbolitas intercalados. Interpuesta a modo de faja, limitada por fallas, se dispone la Formación El Manzano compuesta por gneises, migmatitas estromatíticas, abundantes mármoles, gneises calcosilicatados y anfíbolitas. Ambos, el complejo y la formación, comparten una misma historia deformacional y metamórfica del Cámbrico inferior (540-520 Ma, Lyons *et al.* 1997). Los Complejos Ígneos Ascochinga y sierra Norte están conformados por granitoides pampeanos del Cámbrico medio (514 Ma, U-Pb en circón, Gromet, inédito; 515 ± 4 Ma, U-Pb en circón, Candiani *et al.* (en prensa) en un encajonante metamórfico de grado medio a alto de aproximadamente 600 Ma (Castellote 1982, 1985). El Complejo Ígneo Ascochinga está formado por tonalitas hornblendo-biotíticas (dominantes en el complejo), granodioritas, granitos biotíticos, granitos biotíticos porfíricos (esta litología emparenta este complejo con el Complejo Ígneo sierra Norte); ortogneises graníticos y una asociación particular de paragneises bandeados, con metamorfismo de contacto de alta temperatura, con ortogneises tonalíticos interdigitados forman conjuntamente la parte metamórfica, minoritaria arealmente, del complejo. El Complejo Ígneo sierra Norte está formado por monzogranitos, granodioritas y granitos biotíticos porfíricos, tanto con texturas granudas como foliados con distinto grado de desarrollo.

Faja Soconcho (So en Figs. 1 y 2)

Fue definida por Martino *et al.* (1995) como una faja de aproximadamente 2 km de ancho y 35 km de largo, que corta completamente la sierra Chica (Fig. 1). El límite nordeste, bien marcado, es el lineamiento Soconcho (Martino y Fagiano 1982) y el suroeste es transicional, afectando el borde nororiental de la Tonalita Calmayo. Internamente presenta gneises granatíferos bandeados, con venas foliadas de granitos biotíticos desmembrados con forma de ojos y pliegues intrafoliares, que definen un *boudinage* con cuellos orientados N 344°/30°. Los gneises son encajonantes de clastos sigmoidales de mármoles forsteríticos y anfíbolitas deformadas internamente.

A lo largo de la faja Soconcho, se reconoce una foliación milonítica penetrativa, anastomosada, que posee un rumbo medio N 353° y buza 65°SO, que coincide con el bandeo en los gneises y la disposición general de las litologías mencionadas más arriba. Las venas conservan una lineación mineral formada por muscovita, cuyo valor medio es N 250°/46° (Fig. 2). La foliación descrita está afectada por un clivaje de crenulación extensional complejo, representado por dos orientaciones N 350°/20°O y N 28°/70°O. Utilizando estos clivajes, la lineación mencionada más arriba y la presencia de pliegues asimétricos tipo S (mirando al NO) que afectan a venas de granitos granatíferos, es posible definir una cinemática inversa con componente dextral en el mapa para la faja de deformación dúctil Soconcho. Los *boudins* mencionados son consistentes con esta cinemática. Afectando al conjunto, se reconocen *kink-bands* conjugados de naturaleza extensional orientados N 356°/31°E y 305°/32°SO.

La faja Soconcho ha sido reactivada en un régimen frágil, nucleando sobre su margen nororiental al lineamiento Soconcho (Martino y Fagiano 1982, Martino *et al.* 1995, Bonalumi *et al.* 2000), que controla el arroyo del mismo nombre en la llanura Chaco-Pampeana adyacente al este. Esta reactivación se manifiesta en forma de clivaje de fractura penetrativo en las rocas ígneas de la región, principalmente en el margen nororiental de la Tonalita Calmayo y en las numerosas aplitas que se encuentran en la región. La orientación general de este clivaje es N 350° y buza 60° O a subvertical.

No se conoce la edad de la faja Soconcho, si bien puede asegurarse que el clivaje de fractura es posterior al magmatismo trondhjemitico de la región, asignado al período cámbrico-ordovícico (480-500 Ma, Rapela *et al.* 1998a).

Faja La Avispa (LA en Figs. 1 y 2)

Fue definida por Zuásquita (1992). Se trata de una faja de unos 700 m de ancho, cuyo largo reconocido es de aproximadamente 10 km en dirección norte-sur, tiene rumbo N 40° y buzamientos hacia el sureste con

muy bajo ángulo (20°E), que afecta a gneises y ortogneises dioríticos intruidos por cuerpos aplopegmatíticos. La foliación milonítica, como en la faja Guamanes, es tendida al oeste y se verticaliza hacia el este. Como esta última faja, también separa dos dominios de deformación diferentes: Dominio A, que aflora al oeste y está formado por gneises y migmatitas dentro de la isograda de sillimanita + feldespato potásico, con una foliación metamórfica dominante N 80°, buzando tanto al norte como al sur; y Dominio B, que aflora al este y está integrado por gneises, esquistos, ortogneises dioríticos, mármoles y anfíbolitas, con una foliación metamórfica orientada noroeste a noreste, buzando al este. La foliación milonítica, y en conjunto la faja La Avispa, describe un arco sinformal de plano axial vertical y eje N 142°/20°. En los ortogneises dioríticos, la deformación desarrolla una estructura particular que es la dominante para la faja La Avispa: se reconoce así una roca con clastos elipsoidales de ortogneises dioríticos, de varias decenas de metros de largo y varios metros de ancho, envueltos por una matriz rica en biotita con una fábrica tipo S-C que se anastomosa alrededor de los clastos.

Se observan pliegues intrafoliares decamétricos marcados por las intrusiones aplopegmatíticas, cuyos planos axiales coinciden con la foliación milonítica y cuyos ejes se disponen N 90°/25°. Las lineaciones son escasas, de tipo mineral, registradas por las micas con rumbos hacia el sureste e inmersiones en el mismo sentido (N 135°/20°). Usando las fábricas S-C y las lineaciones, se deduce que la faja La Avispa tiene un movimiento de tipo inverso; en este caso, las rocas de menor grado metamórfico montan sobre las de mayor grado. Se desconoce la edad de la faja.

Faja La Estanzuela (LE en Figs. 1 y 2)

La primera descripción de «gneises de ojos» en la Argentina fue hecha en esta zona por Brackebush (1875: 49). Posteriormente, Gordillo (1984) reconoció «... Varias fajas cataclásticas, de rumbo N-S y pocas decenas de ancho, afectaron las distintas litologías produciendo gneises de ojos y brechas en los bancos de mármoles». Martino (1993) estudió la zona y definió una faja de 1,5 km de ancho y unos 10 km de largo, conformada por rocas miloníticas desarrolladas a partir de metabasitas, gneises y migmatitas así como a la mitad occidental del plutón granítico de Las Bateas. La más conspicua es una milonita gnésica (= gneises de ojos) derivada de los gneises y migmatitas, con porfiroclastos de feldespatos tipo sigma y de granate tipo phi, en una matriz con cintas alternadas de cuarzo y feldespatos (*stripped gneiss*), y cuarzo recristalizado intercrecido con granos pequeños de feldespatos y biotita. Se reconocen venas de pseudotaquilitas paralelas y oblicuas a la foliación milonítica.

A lo largo de la faja La Estanzuela, se reconoce la fa-

lla de La Estanzuela, de probable edad terciaria, que afecta aproximadamente el contacto de las rocas hipersténicas y cordieríticas, ubicado en la parte media de la faja. Si bien la faja tiene límites netos, hacia el este se distinguen fajas de rocas milonitizadas de tamaño decimétrico a métrico que afectan a los gneises tonalíticos del Subgrupo La Calera. Las mismas observaciones son válidas para el borde oeste de la faja.

La foliación milonítica tiene un rumbo de N 20° aproximadamente, con buzamientos predominantes hacia el oeste (80°), si bien se reconoce localmente una disposición hacia el este, efecto que produce cierta dispersión en las lineaciones que adquieren valores de rumbo ONO, con una fuerte inmersión (Fig. 2).

Se han identificado bandas de cizalla (*shear bands*) de tamaño decimétrico a decamétrico y grandes pliegues asimétricos con ejes N 350°/50°, que afectan a la foliación milonítica y que indican movimientos directos dentro de la faja La Estanzuela.

Las lineaciones son escasas y guardan las mismas características que en las áreas anteriormente descritas, es decir, se desarrollan allí donde las rocas se hacen más ricas en cuarzo o en intrusivos félsicos; excepto un grupo que estaría relacionado con la disposición en abanico de la foliación, la mayor densidad de lineaciones reconocidas tiene valores N 290°/70-80° (Fig. 2). Proyectado en planta, considerando la dirección mencionada en último término y el sentido indicado por los pliegues asimétricos y las bandas de cizalla, se traduce como un movimiento dextrógiro, si bien el movimiento principal habría sido de tipo directo, en el cual el bloque occidental habría bajado con respecto al oriental. Esta faja milonítica se encuentra casi al pie de la falla terciaria más oriental (falla de La Calera), responsable del cuerpo de sierra que se denomina Elevación Pampeana, prácticamente cubierto por sedimentos modernos de la llanura Chacopampeana. No se descarta que la cinemática directa sea producida por rotación horaria (mirando al norte) de la faja La Estanzuela por efecto de este fallamiento.

La edad de la deformación ha sido establecida mediante el fechado radiométrico de anfíboles en 440 Ma (Ar-Ar, Rapela *et al.* 1998b), base del Silúrico. Se han reconocido también, dentro de la foliación milonítica, venas de pseudotaquilitas datadas en 428 Ma (Northrup *et al.* 1998), Silúrico medio. La faja La Estanzuela afecta al contacto entre dos grupos litológicos composicionalmente contrastados: metabasitas y metapelitas.

Faja Casa Bamba (CB en Figs. 1 y 2)

Esta faja separa el Grupo San Roque del Grupo El Diquecito (Demange *et al.* 1993, Baldo *et al.* 1996b); es una faja poco estudiada, de menos de un kilómetro de espesor y de aproximadamente 20-30 kilómetros de largo. Sus límites, tanto el este como el oeste, son netos y en parte transicionales. La faja está compuesta por

rocas milonitizadas, cuya foliación milonítica forma pliegues asimétricos, pliegues intrafoliares y pliegues replegados en forma de gancho (*hook folds*), registrados por granitos de dos micas de grano fino que intruyen a gneises, ortogneises y anfibolitas muy deformados. En unidades competentes, se produce un *boudinage* intenso, registrado principalmente en los flancos de los pliegues recién descritos. La foliación milonítica dominante está orientada N 315°/35°E y presenta una lineación mineral de estiramiento, con blastesis de muscovita dispuesta N 100°/48° (Fig. 2). El movimiento, tomando en cuenta la asimetría de los pliegues y el *boudinage* (perpendicular a las lineaciones) es de tipo inverso con una fuerte componente de rumbo sinistral en planta. Esta faja sobrepone bloques de distinto grado metamórfico: el Grupo El Diquecito en zona de feldspato potásico + sillimanita, cabalga sobre el Grupo San Roque en zona de muscovita + sillimanita, en una inversión postmetamórfica. No se tienen datos de edad.

Faja Carapé (Ca en Figs. 1 y 2)

Esta faja fue mencionada por primera vez por Pérez *et al.* (1996) como una faja de cizallamiento dúctil que separaba los granitoides (luego Complejos Ígneos Ascochinga y sierra Norte) de las metamorfitas (luego Complejo Metamórfico La Falda y Formación El Manzano), afectando a ambas rocas. Las milonitas descritas por Rimann (1918) pertenecerían a fajas menores asociadas al margen suroeste de la faja Carapé (véase Introducción).

Lyons *et al.* (1997) describen la faja de deformación, la que se extiende casi por 40 km de largo, con un espesor de 500 m hasta 2 kilómetros. El límite nordeste es transicional mientras que el límite suroeste es neto, donde se nuclea el corrimiento Carapé de naturaleza frágil. Las rocas miloníticas de la faja Carapé derivan de las tonalitas hornblendo-biotíticas del Complejo Ígneo Ascochinga y desarrollan una foliación milonítica gneisica producida por el alineamiento de biotita y hornblenda, con cuarzo y feldspato recristalizados en texturas granoblásticas, con blastesis de biotita y muscovita, indicando una primera etapa deformacional en condiciones de alta temperatura. Una segunda etapa deformacional transforma la plagioclasa en epidoto, sericita y calcita, y a la biotita en clorita y hematita, indicando un evento de baja temperatura. La deformación se intensifica hacia el corrimiento Carapé. Se reconocen venas de cuarzo discordantes con foliación interna paralela a la foliación milonítica y material pegmatítico deformado y transpuesto a lo largo de la faja Carapé.

La foliación milonítica está orientada N 320°-0°/60°-80°E y presenta una lineación mineral casi perpendicular al rumbo, dispuesta aproximadamente N 50°-90°/58°-90° (Fig. 2). Se observan pliegues de arrastre de la foliación milonítica tipo S mirando al norte. El movi-

miento de la faja Carapé sería inverso y su gradiente deformacional hacia el corrimiento Carapé indicaría que el bloque cabalgante fue activo durante la deformación.

La edad de la faja Carapé sería de aproximadamente 440 Ma (Silúrico inferior casi en el límite con el Ordovícico, Ar-Ar en muscovita de pegmatitas deformadas, Rapela *et al.* 1998a). La actividad deformacional de esta faja puso en contacto rocas metaintrusivas del Complejo Ígneo Ascochinga del Cámbrico inferior —de naturaleza calcoalcalina (Rapela y Pankhurst 1996) y correlacionables con granitoides de la misma edad pertenecientes a un ambiente de arco magmático (Lira *et al.* 1996, 1997)— con su encajonante metamórfico del Cámbrico medio. Este hecho eleva el rango de la faja de deformación a una zona en la que existiría una importante discontinuidad cortical, probablemente controlada por una reología contrastada, ya que las rocas más rígidas (granitoides) han cabalgado sobre rocas más blandas, ricas en biotita, de los gneises y migmatitas, y ricas en calcita de mármoles metamorfizados durante el período cámbrico. Cabe agregar que la faja Carapé deformaría la tonalita Güiraldes (499 ± 6 Ma, U-Pb en circón, método SHRIMP, Rapela *et al.* 1998) y estaría intruida por el *stock* granítico de Capilla del Monte del Carbonífero inferior (345 ± 10 Ma, K-Ar, Murra y Baldo 1996).

La faja Carapé junto a la faja de deformación Guacha Corral - Pachango conformarían los dos límites corticales de mayor relevancia, posteriores al pico metamórfico y comienzo de la exhumación del orógeno Pampeano a esta latitud.

Faja San Marcos (SM en Figs. 1 y 2)

Esta faja fue definida y estudiada por Murra y Baldo (1996). Tiene un largo reconocido de 4 km y un ancho que no excede los 2 kilómetros. Se dispone paralelamente al rumbo de la sierra de Cuniputo-Totoralejo (Fig. 1) y afecta a metamorfitas en zona de sillimanita + feldespato potásico del Cámbrico medio, intruidas por pegmatitas, pertenecientes en conjunto al Complejo Cruz del Eje. Los límites no están bien establecidos y tanto su estructura interna como su cinemática es desconocida. La milonitización habría producido una blastesis de muscovita que se atribuye a condiciones de grado medio durante la milonitización (Murra y Baldo 1996). Su edad es de $447-442 \pm 7$ Ma (K-Ar en muscovita, Saavedra *et al.* 1998), casi en el límite Ordovícico-Silúrico.

Faja Ischilín (Isch en Figs. 1 y 2)

Esta faja fue descrita por Gordillo *et al.* (1997) como una zona de deformación frágil-dúctil de un kilómetro de ancho y 15 km de largo, con contactos tran-

sicionales, que se extiende con rumbo general NNE-SSO dentro de la sierra de Ischilín (Fig. 1). Las rocas reconocidas son milonitas derivadas de granitoides porfíricos y granulares, que permiten dividir la faja en un tramo norte y otro sur respectivamente. La foliación milonítica está orientada N $350^\circ/40^\circ$ O según Gordillo *et al.* (1997). Miró *et al.* (1999) mencionan la presencia de lineaciones orientadas N $270^\circ/40^\circ$. Martino y Sfragulla (datos no publicados) han estudiado la faja Ischilín y determinaron que el buzamiento de la foliación milonítica varía entre 10° y 40° al oeste, y que las lineaciones están orientadas N $190^\circ/10^\circ$ (Fig. 2). Los indicadores cinemáticos, sistemas de porfiroclastos tipo sigma y fábricas S-C, permiten determinar movimientos de transcurrencia dextral. No se poseen datos de edad de la faja Ischilín. De las relaciones de campo es posible establecer, hasta que se tengan datos más precisos, que esta faja habría afectado a granitoides metaaluminosos foliados y luego habría sido intruida por plutones peraluminosos (véase más adelante, se la integra aquí a la faja Sauce Punco).

Faja Sauce Punco (SP en Figs. 1 y 2)

Esta faja fue descrita y definida por Martino *et al.* (1999b, c), afecta a los granitoides del Complejo Ígneo sierra Norte (Fig. 1) constituidos por granitoides calcoalcalinos de tipo I, de dimensiones batolíticas y formados en un arco magmático del Proterozoico tardío-Eopaleozoico. Se extiende por más de 50 kilómetros con un rumbo de N 30° y un ancho variable entre 2 y 7 kilómetros. A la altura de Punta del Monte y hacia el norte, la faja probablemente se ramifique formando una «Y» con una rama oeste que se dispone al pie de la sierra de Ambargasta. La rama este se extendería hacia el noreste desde Caminiaga, a lo largo del valle donde se encuentra la localidad de San Francisco del Chañar, al pie de la sierra de Sumampa.

La faja de deformación Sauce Punco está compuesta, de oeste a este, por protomilonitas, milonitas y ultramilonitas micáceas derivadas de rocas granitoides. Las primeras muestran una alternancia de bandas grises ricas en cuarzo y de bandas rosadas ricas en feldespato potásico, con porfiroclastos de este último con formas de tipo sigma predominante y delta subordinadas. Paralelamente a las bandas, se dispone biotita y abundante hematita que tiñe la roca de rojo. La lineación mesoscópica visible sobre el plano de foliación milonítica-bandeado está dada por la orientación preferente de biotita y cuarzo. Las ultramilonitas tienen el aspecto de esquistos y se separan en lajas casi perfectas, poseen una foliación milonítica fina muy bien desarrollada, con orientación preferente de las láminas de biotita y muscovita, de algunos granos elongados de cuarzo, de minerales opacos euhedros y de prismas de turmalina. Sobre el plano de foliación se destaca una lineación de micas muy bien desarrollada. En general, los planos de

foliación están teñidos por óxidos de hierro producto de la desferrización de la biotita.

Los porfiroclastos son escasos, tienen formas lenticulares y están constituidos por feldespato potásico, plagioclasa o un agregado de cuarzo policristalino con recristalización perigranular; ocasionalmente se encuentran porfiroclastos sigmoidales de mica blanca. La matriz es abundante y está formada por un agregado lepidogranoblástico de biotita, muscovita y cuarzo, con escasos feldespatos. Ese agregado forma una fábrica S-C bien desarrollada, en la que los planos S son de muscovita y los C están conformados por biotita + muscovita. La foliación milonítica está desplazada por un clivaje de crenulación extensional (planos C'), asociado a la fábrica S-C.

El rumbo general de la foliación milonítica es N 30°, con buzamientos de alto ángulo variable, disponiéndose en abanico de este a oeste: casi vertical en el sector este, buzante al oeste en la parte central y finalmente buzante al este en el sector oeste. El gradiente de intensidad de la deformación aumenta de oeste a este, cambiando de protomilonitas - milonitas a ultramilonitas. La lineación de estiramiento, marcada por la orientación preferente de biotita y cuarzo sobre el plano de foliación milonítica, tiene rumbo N 40° e inmersiones de 0° a 30°, tanto al noreste como al suroeste. Hacia el margen oeste de la faja, la inmersión cambia localmente a valores de 55° (Fig. 2). Usando los porfiroclastos sigma y delta y fábricas S-C-C' como indicadores cinemáticos, se deducen movimientos paralelos al rumbo de naturaleza dextral para la faja Sauce Punco.

Tanto la faja Ischilín como la Sauce Punco afectan a los granitoides principales, representados por granodioritas-monzogranitos, que conforman el basamento ígneo dominante de la sierra Norte y que serían los productos de un magmatismo de arco desarrollado durante el ciclo Brasileño (Pampeano) en un rango que abarcaría el Proterozoico superior-Eopaleozoico (González *et al.* 1985; Lira *et al.* 1996, 1997; Candiani *et al.* en prensa). Sin embargo, no se ha observado que la deformación afecte a los pórfidos graníticos de Oncán situados más al norte (sierra de Ambargasta, sur de Santiago del Estero), rocas consideradas como la culminación del magmatismo de sierra Norte y fechadas radiométricamente en 494 ± 11 Ma (Ordovícico inferior) por Rapela *et al.* (1991). Este hecho implicaría que el desarrollo de las fajas se habría producido en tiempos preordovícicos, probablemente ligado a un margen convergente con transurrencia paralela al arco instalado en el Cámbrico inferior, durante la subducción pampeana aproximadamente a los 535 Ma (Ramos 1995, Rapela *et al.* 1998a,b).

Discusión e interpretación

Analizando las fajas de deformación de las sierras de Córdoba en su conjunto, dieciséis en total reconocidas

hasta el momento, se las puede dividir, según sus características más salientes, en cuatro grupos de significado tectónico específico (Fig. 2 y Cuadro 1):

Fajas transcurrentes dextrales paralelas al arco: afectan a granitoides de los Complejos Ígneos Ascochinga y sierra Norte, y comprenden a las fajas Sauce Punco e Ischilín, en general subperpendiculares al resto de las fajas de deformación reconocidas y ligadas hipotéticamente a transurrencia paralela a un arco magmático (Woodcock 1986, Saint Blanquat *et al.* 1998, véase discusión en Martino *et al.* 1999b). Estas fajas están claramente dentro del dominio precámbrico-cámbrico (véase más adelante), no se tienen datos de edad pero las relaciones regionales indican que dichas fajas son previas a los 494 Ma, edad del cierre del magmatismo en la sierra Norte. Estas fajas estarían probablemente relacionadas con la subducción pampeana aproximadamente a los 535 Ma (Rapela *et al.* 1998b).

Fajas de desenraizamiento del orógeno Pampeano cámbrico: se trataría de fajas que habrían comenzado a producirse en condiciones metamórficas dentro de la facies de anfibolitas, presentando rasgos de deformación de alta temperatura, para evolucionar a facies de anfibolitas bajas-esquistos verdes con deformaciones de baja temperatura, siempre con una fuerte hidratación asociada (Martino *et al.* 2003, faja Los Túneles), lo que indicaría una fuerte canalización de fluidos a lo largo de estas fajas durante y posteriormente a la deformación principal (p. ej. Au en la faja Guamanes; W en la faja Ambul-Mussi; Pb, Ag, Zn y Au en la faja La Higuera-Dos Pozos; véase también Skirrow en Lyons *et al.* 1999).

En las sierras de Córdoba, las fajas que se reconocen, de este a oeste, son las de La Estanzuela, Casa Bamba, San Marcos, Guamanes, Ambul-Mussi y Los Túneles; es notable que todas estas fajas tengan una cinemática inversa dominante y que algunas de ellas posean también movimientos subordinados dextrales (proyectadas al mapa), indicativos de una cizalla general convergente (transpresión).

Estas fajas de desenraizamiento tienen la característica de imbricar la estructura metamórfica, produciendo inversión de la misma al cabalgar bloques de mayor grado metamórfico (sillimanita + feldespato potásico, segunda isograda de la sillimanita) sobre los de menor grado (sillimanita + muscovita, primera isograda de la sillimanita; o zona de biotita ± granate); esto se observa, por ejemplo, en las fajas de Ambul-Mussi, Casa Bamba y Guamanes. Estos hechos indican que el desarrollo de las fajas está fuertemente controlado por el factor temperatura, ya que la nucleación principal está en las rocas de más alto grado (p.ej. faja La Estanzuela). La imbricación producida por estas fajas, cuando no se conocían los efectos de las fajas de deformación y su cinemática, daba la falsa impresión de que el gradiente metamórfico, en las sierras de Córdoba, crecía hacia el

Cuadro 1: Síntesis de los rasgos principales de las fajas de deformación reconocidas en las Sierras de Córdoba

FAJA (Símbolo)	Ancho/Largo	Sm	Ls	EDAD	CARACTERÍSTICAS
1) Guamanes (Gu)	1-4 km / 54 km	N 354°/70°E S N 345°/65°E ↓ N 302°/60°NE N	N 30-80°/20-80° S ↓ N 70°/78° N	∈ inf. – D sup.	No es un límite tectónico importante. Separa dos complejos con diferencias en el metamorfismo y la deformación, montando rocas en zona de Sil+Kfs sobre rocas en zona de Bt ± Grt. Mineralización de Au.
2) La Higuera-Dos Pozos (LH-DP)	≤ 1 km / ~ 50 km	N 310-320°/60°NE	N 110°/40-50°	D med.	Probable límite reológico. Afecta al Complejo Metamórfico Pichanas, montando gneises sobre granitoides. Mineralizaciones de Pb, Ag, Zn y Au.
3) Ambul-Bussi (AM)	~ 4 km / ~ 30 km	N 305°/30°NE	N 60°/30°	∈ med. – O inf.	No es un límite tectónico importante. Montaría rocas en zona de Sil+Kfs sobre rocas en zona de Sil+Ms. Mineralización de W.
4) Los Túneles (LT)	1-5 km / > 75 km	N 334°/42°E	N 80°/43°	∈ sup.– O inf.	No sería un límite tectónico importante. Cabalga, igual que la faja Ambul-Mussi, rocas en zona de Sil + Kfs sobre rocas en zona de Sil+Ms. En el Terciario, se montarían rocas de la faja de Los Túneles sobre filitas.
5) Pachango (Pa)	≤ 1 km / ~ 20 km	N 320°/25°NE	N 66°/20°	O – S?	Límite tectónico importante. Se correlacionaría con las fajas de Guacha Corral y Altautina. Montaría rocas cámblicas en zona de Sil+Ms sobre rocas ordovícicas con Grt+Bt+Ms, con diferente evolución tectotérmica.
6) Altautina (At)	≤ 1 km / ~ 40 km	N 340°/70°E	N 68°/78°	O – S?	Límite tectónico importante. Se correlacionaría con las fajas de Guacha Corral y Pachango. Montaría rocas cámblicas sobre rocas ordovícicas, con diferente evolución tectotérmica.
7) Guacha Corral (GC)	5-20 km / > 120 km	N 350°/30-65°E (TN) N 0°/26°E (TS)	N 70°/25-50° (TN) N 74°/40° (TS)	O – S	Límite tectónico importante. Se correlacionaría con las fajas de Altautina y Pachango. Montaría rocas cámblicas sobre rocas ordovícicas, con diferente evolución tectotérmica.
8) La Laja (LL)	~ 1,5 km / ~ 20 km	N 350°/50°E	N 80°/52°	D	Límite tectónico importante. Separa complejos metamórficos de edades y evoluciones tectotérmicas distintas.
9) Soconcho (So)	~ 2 km / < 35 km	N 353°/65°O	N 250°/46°	D?	No es un límite tectónico importante. Faja desarrollada en un complejo metamórfico de grado similar a ambos lados de la faja.
10) La Avispa (LA)	< 1 km / ~ 15 km (?)	N 40°/20°SE	N 135°/20°	?	No es un límite tectónico importante. Montaría rocas con Bt+Grt sobre rocas en zona de Sil+Kfs (?).
11) La Estanzuela (LE)	1-2 km / ~ 40 km	N 20°/80°O	N 300°/80°	S inf.– S med.	No es un límite tectónico importante. Afecta a dos grupos composicionales: metabasitas y metapelitas en zona de Sil+Kfs.
12) Casa Bamba (CB)	< 1 km / ~ 30-40 km	N 315°/35°E	N 100°/48°	S inf.?	No es un límite tectónico importante. Cabalga rocas en zona de Sil+Kfs sobre rocas en zona de Sil+Ms.
13) Carapé (Ca)	~ 2 km / ~ 46 km	N 320-0°/60-80°E	N 50-90°/58-90°	S inf.	Límite tectónico y reológico importante. Separa dos complejos de distinta naturaleza y edad.
14) San Marcos (SM)	< 2 km / ~ 4 km	_____	_____	O – S inf.	Afecta a rocas en zona de Sil+Kfs.
15) Ischilín (Isch)	~ 1 km / ≥ 15 km	N 350°/10-40°O	N 190°/10°	∈ inf.?	Afecta a rocas metaaluminosas cámblicas, foliadas, cortadas por plutones peraluminosos postmiloniti-

este. Tectónicamente, estas fajas de desenraizamiento estarían ligadas a las etapas contraccionales póstumas, relacionadas a la colisión del terreno Pampia con el margen occidental de Gondwana (Kraemer *et al.* 1995; Rapela *et al.* 1998a; Ramos 1995, 1999) y al comienzo de la subducción famatiniana a los 490-470 Ma (Rapela *et al.* 1998b). Cabe agregar que la faja principal de este grupo (Los Túneles) está cortada por magmatismo a los 470 Ma (plutón de Charquina, Gómez y Lira 1998, Rapela *et al.* 1998a), lo que sirve de control de edad mínima de actividad deformacional de esa faja.

Fajas de imbricación regional: habrían afectado a todas las sierras de Córdoba (mostradas en la Figs. 1 y 2) e incluiría también a las sierras de San Luis. Se trata de grandes cabalgamientos que son límites de grandes bloques que determinan dominios de distinta edad: de este a oeste, se tienen así los dominios precámbrico-

cámbrico (ígneo), cámbrico (metamórfico de alto a medio grado) y ordovícico (metamórfico de alto a medio grado). Dentro de este grupo, se reconocen las fajas Carapé y Guacha Corral-Pachango. La primera pone en contacto un arco magmático con colgajos más antiguos (600 Ma, Castellote 1982, 1985) y su encajonante metamórfico regional, nucleándose aproximadamente en la transición roca ígnea-roca metamórfica, lo que indica un fuerte control reológico sobre la misma y que ha cabalgado rocas rígidas (granitoides) sobre rocas más dúctiles (gneises y migmatitas). La faja Guacha Corral-Pachango pone en contacto rocas metamórficas de grado metamórfico y deformación contrastados, lo que indica también un control reológico general sobre la deformación. Esta imbricación regional tendría una edad que oscila entre el Ordovícico superior-Silúrico inferior y reflejaría la intensa contracción de la fase Oclóyica (Martino *et al.* 1993a). La influencia de esta fase se ex-

tendería desde los 22° LS hasta aproximadamente los 34°LS (Mon y Hongn 1991, Martino *et al.* 1993b). La misma se reconoce como cabalgamientos frágiles en la cobertera, principalmente en Bolivia y el noroeste argentino, y como cabalgamientos dúctiles en el zócalo metamórfico, parcialmente en el noroeste argentino y bien desarrollado en el ámbito pampeano. Esta intensa fase de deformación habría afectado también a las fajas de desenraizamiento, produciendo reactivaciones y estableciendo relaciones de superposición con las mismas; un ejemplo de ello lo constituye la faja Pachango que corta a la de Los Túneles. Todas estas fajas tienen una cinemática francamente inversa, sin movimientos transcurrentes subordinados en el mapa. Es notable que la faja Carapé tenga un gradiente deformacional hacia el contacto suroeste, mientras que en la faja Guacha Corral-Pachango dicho gradiente es hacia el noreste: la primera se puede interpretar como un bajocorrimiento y la segunda como un sobrecorrimiento. Estas fajas tendrían una actividad deformacional que se extendería hasta el Silúrico inferior (Northrup *et al.* 1998), con formación de cataclasitas cuando sobrepasaron la transición dúctil-frágil, marcada por la presencia de cataclasitas-pseudotaquilitas, que no sólo afectan a estas fajas, sino que se extienden también a las fajas de desenraizamiento. Tectónicamente, estas fajas de imbricación regional estarían relacionadas con el acercamiento del terreno Cuyania al margen gondwánico, antes de su emplazamiento y colisión final en el Ordovícico superior (Dalla Salda *et al.* 1992a, b; Astini *et al.* 1995; Thomas y Astini 1996, 2003; Dalziel 1997).

Fajas contraccionales achalianas: estas fajas de deformación son las menos desarrolladas, reactivan a fajas anteriores (p.ej. faja Guamanes) y son inversas, con un componente menor transcurrente dextral sobre el mapa. Afectan a límites litológicos contrastados, como en la faja La Higuera-Dos Pozos, donde se cabalgan gneises y migmatitas sobre granitoides dentro de un mismo complejo metamórfico (Pichanas); o como en la faja La Laja, donde se cabalgan metamorfitas cámbricas de grado medio a alto sobre metamorfitas devónicas de grado medio a alto. Por lo tanto, son límites tectónicos importantes al poner en contacto bloques con historias deformacionales y térmicas distintas. Otras fajas asignables a este grupo, por el momento y hasta tanto se tengan datos precisos, serían Soconcho y La Avispa. Cabe agregar aquí que la faja La Higuera-Dos Pozos se prolonga, atenuándose hacia el batolito de Achala, cortándolo a lo largo del lineamiento Corral del Carnero (LCC, figura 1). Ésta sería, hasta ahora, la única faja sin- a post-batolítica (368 ± 2 Ma, Devónico inferior, Dorais *et al.* 1997). Tectónicamente, estas fajas contraccionales achalianas registrarían una actividad deformacional que se extendería hasta el Devónico inferior, momento de la amalgamación definitiva del terreno Cuyania, coincidente con el cese del magmatismo famatiniano. Posteriormente, una reactivación impor-

tante de las mismas o el desarrollo de nuevas fajas de deformación alrededor del límite Devónico-Carbonífero, serían la expresión de la orogenia Chánica producida por el emplazamiento del terreno Chilenia en el margen gondwánico (Ramos *et al.* 1998).

Conclusiones

Se reconocen, en las sierras de Córdoba, dieciséis fajas de deformación que se dividen en cuatro grupos de significado tectónico específico:

- Fajas transcurrentes dextrales paralelas a un arco magmático precámbrico-cámbrico, probablemente relacionadas con la subducción pampeana aproximadamente a los 535 Ma.

- Fajas de desenraizamiento del orógeno Pampeano cámbrico, ligadas a las etapas contraccionales póstumas de la colisión del terreno Pampia con el margen occidental de Gondwana y al comienzo de la subducción famatiniana aproximadamente a los 490-470 Ma. Poseen cinemática inversa dominante y algunas de ellas tienen también movimientos subordinados dextrales indicativos de una cizalla general convergente.

- Fajas de imbricación regional con generación de cabalgamientos con fuerte control reológico, que determinan dominios de edad, definiendo de este a oeste los dominios precámbrico-cámbrico (igneo), cámbrico (metamórfico de alto a medio grado) y ordovícico (metamórfico de alto a medio grado). La edad de estas fajas, que oscila entre el Ordovícico superior-Silúrico inferior, reflejaría la intensa contracción de la fase Oclóyica. Estas fajas tienen una cinemática francamente inversa, sin movimientos transcurrentes subordinados y estarían relacionadas con el acercamiento del terreno Cuyania al margen gondwánico, antes de su emplazamiento y colisión final en el Ordovícico superior.

- Fajas contraccionales achalianas, con cinemáticas que indican movimientos transcurrentes e inversos. Son las menos desarrolladas y reactivan fajas anteriores, registrando una actividad deformacional que se extendería hasta el Devónico inferior, momento de la amalgamación definitiva del terreno Cuyania, coincidente con el cese del magmatismo famatiniano. Posteriormente, se registra una reactivación importante o el desarrollo de nuevas fajas de deformación alrededor del límite Devónico-Carbonífero, que serían la expresión de la orogenia Chánica producida por el emplazamiento del terreno Chilenia en el margen gondwánico.

Agradecimientos

Se agradece a las instituciones CONICET, ex - CONICOR, ANCyT y Dirección de Minería de la provincia de Córdoba por el apoyo prestado a lo largo de estos años. Este trabajo ha sido solventado con fondos provenientes de PID 3999 (CONICOR), PEI 0456/97

(CONICET), PIP 4879 (CONICET) y FONCYT - BID 802/OC-AR / PICT 07-03581. Deseo agradecer a los Geólogos Jorge Sfragulla y Gilda Collo, quienes colaboraron abnegadamente en parte de las tareas de campo y en la parte gráfica del trabajo respectivamente. A la Dra. Alina Guerreschi, quien leyó el manuscrito críticamente. A los Dres. V. Ramos y E. Cristallini por la lectura crítica del manuscrito. Particularmente al Dr. V. Ramos le agradezco la invitación de participar en este número especial. Por último a mi familia: Liliana, Julieta y Santiago, por su amor, comprensión y paciencia.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Memoria del 2° Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 755-764. Caracas.
- Almeida, F.F. de, 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. Revista Brasileira de Geociencias, 1: 13-21.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentina Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: A geodynamic model. Geological Society of America Bulletin, 107 (3): 253-273.
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E. y Cañas, F., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 293-324.
- Backlund, H., 1913. Algunas observaciones notables sobre rocas provenientes de Olavarría (Prov. de Buenos Aires). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Buenos Aires, Boletín 2, Serie B (Geología).
- Baldo, E., Demange, M. and Martino, R., 1996a. Evolution of the sierras Córdoba, Argentina. Tectonophysics, 267: 121-142. Número especial: Second International Symposium on Andean Geodynamics.
- Baldo, E., Casquet C. y Galindo, C., 1996b. El Metamorfismo de la sierra Chica de Córdoba (sierras Pampeanas) Argentina. Geogaceta, 19: 51-54. España.
- Bodenbender, G., 1905. La sierra de Córdoba, constitución geológica y productos minerales de aplicación. Ministerio de Agricultura de la Nación, Buenos Aires, 1 (Sección Geología 2), 146 p.
- Bonalumi, A.A. y Gigena, A.A., 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el departamento Calamuchita, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42 (1-2): 73-81.
- Bonalumi, A.A., Sfragulla, J., Moreno, R., Gigena, A.A. y Millone, H., 1986. Geología regional de los Departamentos San Alberto, Pocho y Minas, Provincia de Córdoba. Informe Inédito, Dirección Provincial de Geología y Minería de Córdoba, Tomos 1 a 4.
- Bonalumi, A., Martino, R., Sfragulla, J., Baldo, E., Zarco, J., Carignano, C., Tauber, A., Kraemer, P., Escayola, M., Cabanillas, A., Juri, E. y Torres, B. Hoja Geológica 3166-IV. VILLA DOLORES. (Memoria y Mapa Geológico). SEGEMAR, Buenos Aires. Enviado 08/2000. (en prensa).
- Bonalumi, A., Martino, R., Sfragulla, J., Carignano, C., Tauber, A. Hoja Geológica 3363-I. VILLA MARIA. (Memoria y Mapa Geológico). Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Buenos Aires. Enviado 01/2001. (en prensa).
- Boullier, A.M. y Bouchez, J.L., 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites zones. Journal of Geology, 92: 667-686.
- Brackebush, L., 1875. Descripción de las rocas de la sierra de Cordova. Acta Academia Nacional de Ciencias, 1: 103-140.
- Brito Neves, B.B. y Cordani, H., 1991. Tectonic evolution of South America during late Proterozoic. Precambrian Research, 53: 23-40.
- Camacho, A., 1997. 40Ar-39Ar and Rb-Sr Geochronology: Final report. Geoscientific mapping of the sierras Pampeanas. Argentine - Australian Cooperative Project. Australian Geological Survey Organization. (Inédito).
- Candiani, J.C., Stuart-Smith, P., Gaido, M.F., Carignano, C., Miró, R. y López, H. Hoja Geológica 3163-I Jesús María. Versión Preliminar (Memoria y Mapa Geológico). Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, 85 p. Buenos Aires (en prensa).
- Castellote, P., 1982. Formación La Clemira y edad de su metamorfismo (sierra de Ambargasta, provincia de Santiago del Estero). Acta Geológica Lilloana, 16 (1): 259-269, Tucumán.
- Castellote, P., 1985. Algunas observaciones geológicas de la sierra de Ambargasta y Sumampa, provincia de Santiago del Estero. Acta Geológica Lilloana, 16 (2): 71-76. Tucumán.
- Cingolani, C.A. y Varela, R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la sierra Chica y Grande de Córdoba. 2° Congreso Ibero-americano de Geología Económica, Actas 1: 9-35, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.H., 1984a. La estructura íntima de la sierra de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (1-2): 38-51.
- Dalla Salda, L.H., 1984b. La estructura mesoscópica del basamento cristalino en el área del Río Primero, Córdoba. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 191-203.
- Dalla Salda, L.H., 1987. Basement tectonics of Southern Pampean Ranges, Argentina. Tectonics 6 (3): 249-260.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? Geology, 20: 617-620.
- Dalla Salda, L.H., Dalziel, I.W.D., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America?. Geology, 20: 1059-1062.
- Dalziel, I.W.D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. Geological Society of America Bulletin, 109 (1): 16-42.
- Demange, M., Baldo, E. y Martino, R., 1993. Estructural evolution of the sierra de Córdoba (Argentina). Second Symposium of Andean Geodynamic, p. 513-517. Oxford.
- Demichelis, A.H., Otamendi, J.E., Rabbia, O.M. y Patiño Douce, A.E., 1998. Thermobarometry of basic plutons and their country rocks, from Athos Pampa area, sierra de Comechingones, Córdoba. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 351, Buenos Aires.
- D'Eramo, F., Llambías, E. y Pinotti, L., 1999. Geología, Petrografía y Edad del plutón El Hongo. sierra Chica de Córdoba. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 93-94.
- Dorais, M.J., Lira, R., Chen, Y. y Tingey, D., 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. Contributions to Mineralogy and Petrology, 130: 31-46.
- Escayola, M., Ramé, G. y Kraemer, P., 1996. Caracterización y significado tectónico de las fajas ultramáficas de las sierras Pampeanas de Córdoba. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 421-438.
- Fagiano, M., Otamendi, J. y Nullo, F., 1999. Origin of the meta-igneous rocks from southern sierra de Comechingones, Argentina. 31° International Geological Congress. Abstract. CD.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza A. M. y Martino R.D., 2002. La Faja de Cizalla Guacha Corral, sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 259-264.
- Fantini, R., Gromet, P., Simpson, C. y Northrup, C.J., 1998. Timing of high-temperature metamorphism in the sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina: Implications for Laurentia-Gondwana Interactions. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 388-392.

- Gamkosián, A., 1948. Las sierras de Santa Rita y Altautina (estudio geológico-petrográfico), Departamento de San Alberto. Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba. Córdoba. (Inédita).
- Gómez, G.M. y Lira, R., 1998. Geología y aspectos geoquímicos del plutón granítico de La Playa, sierra de Guasapampa, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (3): 291-305.
- González, R. R., Cabrera, M. A., Bortolotti, P., Castellote, P., Cuenya, M. P., Omil, D. M., Moyano, R. O. y Ojeda, J. R., 1985. La actividad eruptiva en sierras Pampeanas. Esquemización geográfica y temporal. *Acta Geológica Lilloana*, 16 (2): 289-318.
- Gordillo, C.E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Miscelánea* 68: 1-40, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A.N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Gordillo, D.E., Kirschbaum, A.M. y Baldo, E.A., 1997. Magmatismo del borde oriental de las sierras Pampeanas: los granitoides de la sierra de Ischilín, provincia de Córdoba, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1290-1294
- Guereschi, A.B. y Martino, R.D., 2002. Geotermobarometría de la paragénesis Qtz + Pl + Bt + Grt + Sil en gneises de alto grado del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (4): 365-375.
- Guereschi, A. y Martino, R., 2003. Trayectoria textural de las metamorfitas del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (1): 61-77
- Hanmer, S and Passchier, C., 1991. Shear-sense indicators: A review. Geological Survey of Canada, Paper 90-17, 72 p.
- Hauthal, R., 1901. Apuntes geológicos sobre el suelo del Partido de Olavarría. En: *Contribuciones al conocimiento de la Geología de la Provincia de Buenos Aires*. Publicaciones del Museo de la Universidad de La Plata, 1: 17-30.
- Hauthal, R., 1904. Beiträge zur Geologie de argentinischen Provinz Buenos Aires. Petrografische Mitteilungen Heft 4.
- Herrmann, C.J. y Tourn, S.M., 2002. Metalogenia de vetas wolframíferas en el norte y oeste de las sierras de Córdoba. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 439-444. El Calafate (Santa Cruz).
- Hirth, G. y Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14 (2): 145-159.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R., 1986. The sierras Pampeanas of Argentina, a modern analogue of the Rocky Mountains foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- 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' LS), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.
- Kraemer, P., Escayola, M. y Sfragulla, J. A., 1996. Dominios tectónicos Proterozoicos en las sierras Pampeanas de Córdoba y su asociación a mineralización. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 239-248, Buenos Aires.
- Kühn, B., 1891. Untersuchungen an altkrystallinen Schiefergesteine aus dem Gebiete der Argentinischen Republik. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, Tomo 7. Stuttgart.
- Lira, R., Millone, H. A., Kirschbaum, A. M. y Moreno, R. S., 1996. Granitoides calcoalcalinos de arco magmático en la sierra Norte de Córdoba. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 497.
- Lira, R., Millone, H.A, Kirschbaum, A. y Moreno, R.S., 1997. Alkaline arc granitoid activity in the sierra Norte-Ambargasta ranges, central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10 (2), 157-178.
- Lucero, H.N., 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 293-347. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lyons, P., Skirrow, R.G. y Stuart-Smith, P.G., 1997. Geology of the "sierras Septentrionales de Córdoba". 1:250.000 map sheet. 1-67. Geoscientific Mapping of the sierras Pampeanas. Argentine-Australian Cooperative Project. Australian Geological Survey Organisation. Subsecretaría de Minería de la Nación.
- Martino, R.D., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba (inédita).
- Martino, R.D., 1992. La faja de deformación Guamanes: petrografía, estructura interna y significado tectónico, sierra Grande de Córdoba. *Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (1): 21-32.
- Martino, R.D., 1993. Cartografía, Petrología y Significado Tectónico de las Fajas Miloníticas de las sierras Pampeanas de Córdoba, República Argentina. Informe Beca Externa CONICET, Buenos Aires. Períodos 1993-1994 (Inédito).
- Martino, R.D. y Fagiano, M., 1982. Los intrusivos menores de la sierra Chica Sur de Córdoba. Trabajo Final. Departamento Geología Básica. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, 78 p. (Inédito).
- Martino, R.D; Law, R.D. y Simpson, C., 1993a. Evidence for orthogonal contractional orogeny in the Pampean Ranges of Córdoba, Central Argentina. *EOS* 74 (16): 302. American Geophysical Union, Spring Meeting, Baltimore, Maryland, Estados Unidos.
- Martino, R., Simpson, C. y Law, R., 1993b. Taconic- (Ocolytic-) aged west-directed ductile thrusts in basement rocks of the sierras Pampeanas, Argentina» *GSA Abstracts with Programs* 25, N° 6, A-233. Annual Meeting de la Geological Society of America, Boston, Estados Unidos.
- Martino, R., Simpson, C. y Law, R., 1994a. Ductile thrusting in Pampean Ranges: its relationships with the Ocolytic deformation and tectonic significance. *International Geological Correlation Programme, Project 376. Laurentian-Gondwanan Connections before Pangea*. Nova Scotia, Canadá.
- Martino, R., Munn, B., Kraemer, P., Escayola, M. y Guerreschi, A., 1994b. Thermobarometry at 32°00' S in the Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. *GSA Abstracts with Programs. Annual Meeting de la Geological Society of America, Seattle, Estados Unidos*. A-226.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° LS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 60-77.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Sfragulla, J.A., 1999a. La Faja de Deformación 'Los Túneles' en las sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba; Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 37.
- Martino, R.D., Pinceyra, R.A., Guerreschi, A.B. y Sfragulla, J.A., 1999b. Transcurrencia paralela al arco magmático de la sierra Norte de Córdoba: la faja de deformación Sauce Punco. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 37.
- Martino, R., Pinceyra, R., Guerreschi, A. y Sfragulla, J., 1999c. La Faja de Cizalla de Sauce Punco, sierra Norte de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (4): 436-440.
- Martino, R., Guerreschi, A. y Sfragulla, J., 1999d. Los pliegues no cilíndricos de Sagrada Familia y su significado en la evolución deformacional del macizo de San Carlos, sierras de Córdoba; Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54 (2): 469-479.
- Martino, R.D., Guerreschi, A. B. y Sfragulla, J.A., 2002. Deformación frágil y relaciones regionales de la Faja de Deformación Los Túneles en las sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba. Ar-

- gentina Actas XV Congreso Geológico Argentino CD-ROM. Artículo N° 298, 6 p.
- Martino, R.D., Guerreschi, A. B. y Sfragulla, J.A. 2003. Petrografía, estructura y significado tectónico de la Faja de Deformación Los Túneles en las sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (2): 233-247.
- 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.
- Methol, E.J., 1958. Descripción geológica de la Hoja 18 i, Deán Funes, Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 88, Buenos Aires.
- Miró, R., Gaido, M.F. y Candiani, J.C., 1999. Fajas de deformación del Batolito sierra norte de Córdoba y Santiago del Estero. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 152-155.
- Mon, R. y Hongn, F., 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S. Lat. *Geologische Rundschau* 80/3: 745-758.
- Murra, J.A. y Baldo, E.G.A., 1996. El Granito de Capilla del Monte y su encajonante ígneo - metamórfico, sierras Pampeanas de Córdoba. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 499-505.
- Northrup, C.J., Simpson, C. y Hodges, K.V., 1998. Pseudotachylite in fault zones of the sierras de Córdoba, Argentina: petrogenesis and Ar/Ar geochronology. *Geological Society of America. Abstracts with Programs*, 30.
- Olsacher, J., 1960. Descripción geológica de la Hoja 20 h, Los Gigantes, Provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 90, Buenos Aires.
- Olsacher, J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 21 h, Cerro Champaquí, Provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 133, Buenos Aires.
- Otamendi, J.E., Nullo, F.E., Fagiano, M.R. y Aragón, E., 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: algunas implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 249-266.
- Otamendi, J.E., Nullo, F.E., Patiño Douce, A.E. y Fagiano, M.R., 1998. Geology, mineralogy and geochemistry of syn-orogenic anatectic granites from the Achiras Complex, Córdoba; Argentina: some petrogenetic and geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (4): 407-423.
- Otamendi, J.E., Fagiano, M.R. y Nullo, F.E., 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3): 265-279.
- Paschetta, A., 1952. Contribución al conocimiento de los esquistos cristalinos del oeste de la sierra de Córdoba. *Comunicaciones del Museo de Mineralogía*, 15: 59 p. Córdoba.
- Passchier, C and Trouw, R., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 289 p. Heidelberg.
- Pastore, F. y Methol, R., 1953. Descripción geológica de la Hoja 19i, Capilla del Monte, Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 79, Buenos Aires.
- Pérez, M.B., Rapela, C.W. y Baldo, E.G., 1996. Geología de los granitoides del sector central de la sierra Chica de Córdoba. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 493-505.
- Ragan, D., 1980. *Geología Estructural. Introducción a las Técnicas Geométricas*. Editorial Omega, 207 p. Barcelona.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America: a collisional story. *Episodes*, 11: 168-174.
- Ramos, V.A., 1994. Terranes of Southern Gondwanaland and their control in the Andean structure 30°-33°S latitude. In: Reutter, K.J., Scheuber, E. y Wigger, P.J. (Eds.): *Tectonics of the Southern Central Andes*, p. 249-261.
- Ramos, V.A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6 (32): 24-29.
- Ramos, V.A., 1999. Ciclos orogénicos y evolución tectónica. En: Zappettini, E.O. (Ed.): *Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales- SEGEMAR. Anales*, 35: 29-49, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Dallmeyer, R.D. y Vujovich, G., 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the precordillera, central Argentina. In: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.). *The proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, Special Publication*, 142: 143-158, Londres.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J., 1996. The Cambrian plutonism of the sierras de Córdoba: Pre-Famatinian subduction? And crustal melting. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 491.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Bonalumi, A.A., 1991. Edad y geoquímica del Pórfido Granítico de Oncán, sierra Norte de Córdoba, sierras Pampeanas, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 19-22.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M., 1998a. The Pampean Orogeny of the Southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, Special Publication*, 142: 181-217, Londres.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C., 1998b. Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26 (8): 707-710.
- Rimann, A., 1918. Estudio Geológico de la sierra Chica entre Ongamira y Dolores. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 23: 129-202, Córdoba.
- Saavedra, J., Baldo, E., Pankhurst, R., Rapela, C. y Murra, J., 1998. El granito de Capilla del Monte (sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina): edad, geoquímica, génesis y especialización metalogenética. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 372.
- Saint Blanquat, M. de, Tikoff, B., Teyssier, C. y Vigneresse, J.L., 1998. Transpressional kinematics and magmatic arcs. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F. (Eds.): *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society of London, Special Publications*, 135: 327-340.
- Sander, B., 1948. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Erster Teil. Springer-Verlag, Wien und Innsbruck, 212 p.
- Sander, B., 1950. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Zweiter Teil. Springer-Verlag, Wien und Innsbruck, 401 p.
- Sander, W., 1954. Flächen- und Achsengefüge in den Pampinen Sierrren (Sierre Tucumán, Sierre Córdoba, Argentinien). *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, Band 4, Heft 1-4, 203-215.
- Sibson, R.H., 1977. Fault tocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, 133: 191-213.
- Simpson, C., Law, R.D., Northrup, C.J. y Martino, R., 1998. Crustal shortening of the Cambrian Arc and Post-Metamorphic Shear Zones in the sierras Pampeanas. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 394-399.
- Simpson, C., Whitmeyer, S.J., De Paor, D.G., Gromet, L.P., Miró, R., Krol, M.A. y Short, H., 2001. Sequential ductile to brittle reactivation of major fault zones along the accretionary margin of Gondwana in Central Argentina. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Magloughlin, J.F. and Knipe, R.J. (Eds.): *The nature and tectonic significance of fault zone weakening. Geological Society of London, Special Publications*, 186: 233-255.
- Simpson, C., Law, R.D., Gromet, L.P., Miró, R. y Nothrup, C.J., 2003. Paleozoic deformation in the sierras de Córdoba 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, P., 1997. Informe geológico y metalogenético de las sierras de San Luis y Comechingones, provincias de San Luis y Córdoba. Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organization. 148 p. (Inédito).
- Stelzner, A., 1885. Beitrage zur Geologie und Paläontologie de argentinischen Republik. Traducción de Bodenbender, G. (1923) en Actas de la Academia Nacional de Ciencias, 8: 228 p. Córdoba.
- Stuart-Smith, P., Miró, R., Pieters, P.E., Lyons, P., Sims, J.P. y Camacho, A., 1996. Tectonic framework of the southern sierras Pampeanas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Explotación de Hidrocarburos, Actas 2: 147.
- Sureda, R. J., 1978. Las vetas de plomo, plata y zinc del distrito minero El Guaico en la Provincia de Córdoba, Rep. Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 33 (4): 299-324.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A., 1996. The Argentine Precordillera: a traveller from Ouachita embayment of North American Laurentia. Science, 273: 752-757.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A., 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane: a review. Journal of South American Earth Sciences, 16: 77-79.
- Valentín, J., 1894. Rápido estudio sobre las sierras de los Partidos de Olavarría y Azul (Provincia de Buenos Aires). Revista del Museo de La Plata, 4: 1-24.
- Vernon, R.H., 1976. Metamorphic Processes. Reactions and Microstructure Development. George Allen & Unwin, 247 p. Londres.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D. y Humphreys, F.J., 1980. On mylonites in ductile shear zones. Journal Structural Geology, 2 (1-2): 175-187.
- 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 Structural Geology, 25: 909-922.
- Wise, D.U., Dunn, D.E., Engelder, J.T., Geiser, P.A., Hatcher, R.D., Kish, S.A., Odom, A.L and Schemel, S., 1984. Fault-related rocks: suggestion for terminology, Geology, 12: 391-394.
- Woodcock, N.H., 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A 317: 13-29.
- Zuásqueta, J., 1992. Estructura y Petrología de un sector de la sierra Chica de Córdoba, entre La Bolsa y Los Molinos. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, 105 p. y anexos. (Inédito).

Recibido: 26 de mayo, 2003

Aceptado: 15 de agosto, 2003