Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000

Hoja Geológica 3366-II

Villa de Merlo

Provincias de San Luis y Córdoba

Juan Carlos Candiani[1]

Geomorfología: Guillermo Ojeda[2]
Recursos minerales: Huberto Ulacco[2]

Supervisión: Roberto C. Miró[1]

1 Servicio Geológico Minero Argentino
2 Universidad Nacional de San Luis

Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos Minerales

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Boletín Nº 415
Buenos Aires - 2016

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Lic. Julio Argentino Ríos
Secretario Ejecutivo: Lic. Carlos Guillermo Cuburu

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Eduardo O. Zappettini

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: Lic. José E. Mendía

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Av. General Paz 5445 (Colectora provincia)
Edificio 25 | 1650 - San Martín - Buenos Aires
República Argentina
(11)5670-0211 | telefax (11)4713-1359

SEGEMAR
SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Av. Julio A. Roca 651 | 3° Piso
1067 - Ciudad de Buenos Aires
República Argentina
telefax (11)4349-3162 | www.segemar.gov.ar

Referencia bibliográfica

CANDIANI, J.C., H. ULACCO y G. OJEDA, 2016. Hoja Geológica 3366-II Villa de Merlo, provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 415, 127p. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES | SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN

INDICE

RESUMEN 1
ABSTRACT 2

1. INTRODUCCIÓN 3
Naturaleza y metodología del trabajo 3
Agradecimientos 3
Situación y características geográficas 3
Investigaciones anteriores 4

2. ESTRATIGRAFÍA 4
Relaciones generales 4
2.1. Paleozoico 6
2.1.1. Cámbrico 6
Complejo Metamórfico Comechingones (1a, 1b, 1c, 1d, 1e, 1f, 1g, 1h, 1i) 6
2.1.2. Cámbrico- Ordovícico 12
Complejo Metamórfico Conlara (2a, 2b) 12
Complejo Metamórfico Pringles (3a, 3b) 15
2.1.3. Ordovícico 17
Formación San Luis (4a, 4b) 17
Granitoides famatinianos (5) 19
Granitoides El Realito 19
Tonalita Quines 21
Granito El Peñón 22
Tonalitas Rodeo Viejo 22
Otros cuerpos 23
Granitoides de la sierra de Comechingones 24
Pegmatitas (6) 25
2.1.4. Devónico- Carbonífero Inferior 25
Rocas miloníticas en zonas de cizalla (7) 25
Zona de cizalla Tres Árboles - Las Albahacas - Las Lajas 26
Zona de cizalla Río Guzmán 27
Zona de cizalla La Arenilla 27
Granitoides Achalianos (8) 28
Batolito Las Chacras 29
Batolito de Renca 31
Plutón El Hornito 32
Plutón El Telarillo 33
Plutón La Población 34
Granito Los Alanices 34
Granito Tilisarao 34
Complejo Magmático Cerro Áspero 35
Complejo Magmático Achiras 37
Complejo Magmático de Achala 38
Lamprófiros (9) 39
2.1.5. Carbonífero Superior- Pérmico 40

Grupo Paganzo 40
Formación Bajo de Véliz (10) 40
2.2. Mesozoico 43
2.2.1. Cretácico 43
Basaltos (11) 43
2.3. Cenozoico 45
2.3.1. Neógeno 45
2.3.1.1. Mioceno- Plioceno 45
Formación Paso de Las Carretas y Formación Río Quinto (12) 45
2.3.2. Neógeno- Cuaternario 47
2.3.2.1. Mioceno superior- Pleistoceno inferior 47
Complejo Volcánico El Morro (13a, 13b, 13c) 47
2.3.2.2. Plioceno- Pleistoceno 50
Depósitos pedemontanos antiguos (14) 50
2.3.3. Cuaternario 50
2.3.3.1. Pleistoceno 50
Formación Pampeano (15) 50
Formación Río Conlara (16) 52
2.3.3.2. Pleistoceno- Holoceno 52
Depósitos loéssicos (17) 52
2.3.3.3. Holoceno 53
Depósitos pedemontanos (18a) 53
Depósitos de remoción en masa (18b) 53
Depósitos aluviales (19) 51
Depósitos eólicos (20) 54

3. ESTRUCTURA 54
Ciclo Pampeano: deformación y metamorfismo cámbricos 54
Ciclo Famatiniano: deformación y metamorfismo ordovícicos 54
Ciclo Achaliano: deformación y retrogradación devónicas 55
Extensión Mesozoica 56
Ciclo Andino. Fallamiento inverso. 56

4. GEOMORFOLOGÍA 58
Regiones geomorfológicas 59
1. Depresión longitudinal central 59
2. Sierra de San Luis 60
3. Depresión del Conlara 62
4. Sierra de Comechingones 64
5. Depresión Calamuchita- La Cruz 66
6. Planicie pedemontana 66
7. Sierra Chica 67

5. HISTORIA GEOLÓGICA 67

6. RECURSOS MINERALES 69
Metalogénesis 69

6.1 Depósitos de minerales metalíferos 70
Oro- Plata- Cobre 70
Distritos La Carolina, Cañada Honda 70
Cobre–Hierro y Plomo–Zinc 70
Cu-Fe (Zn, Au) en anfibolitas 71
Cu (Au) en calizas dolomíticas 71
Plomo, Zinc, Cobre, Plata y Vanadio 72
Distrito Las Aguadas 72
Distrito Piedra Blanca 73
Uranio 73
Mina La Estela 74
Uranio, Columbio y Tantalio en pegmatitas 74
Uranio en rocas sedimentarias 75
Elementos de la Tierras Raras, Torio y Uranio. 75
Distrito Rodeo de Los Molles 75
Wolframio 75
Distrito Cerro Áspero 76
Distrito San Martín 76
Distrito Río Guzmán 78
Distrito Los Cóndores - Santa Rosa de Conlara 79
Distritos La Estanzuela, San Felipe y Villa Praga 81
Molibdeno 81
Bismuto 81
Cromo 81
6.2 Depósitos de minerales no metalíferos 83
Pegmatitas portadoras de Be, Li, Ta, Nb, Sn, TR, U, Th 83
Distrito pegmatítico La Estanzuela, San Luis 83
Distrito pegmatítico Comechingones, Córdoba 84
Distrito pegmatítico Conlara 85
Fluorita 85
Distrito Cerros Negros 85
6.3 Rocas de aplicación 87
Granitos 87
Zona Potrerillos (San Luis) 87
Zona Renca (San Luis) 87
Yacanto de Calamuchita (Córdoba) 87
Granitos negros (gabros) 87
Canteras Champaquí y Bianco (Córdoba) 87
Canteras Suya Taco (Córdoba) 87
Mármol 87
Distrito Cañada de Álvarez 87
Distrito Río de Los Sauces 88
Distrito Atos Pampa 88
Distrito Achiras 88
Distrito Sierra de la Estanzuela 88
Sector Merlo y Cortaderas 88
Travertino y ónix calcáreo 89

Calcáreos 89
Arcillas 89
Piedra laja 90
Filitas Paso del Rey 90
Laja Bajo de Véliz 90
Arena, ripio y rodados 90

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO 90
Zona de cizalla Tres Árboles 90
San Virgilio 91
Bajo de Véliz 91
Cañada Honda 91
Falla Calamuchita 91
Estancia La Suiza 91
Canteras Santa Isabel 91
Yacimiento Los Cóndores 91

BIBLIOGRAFÍA 92

ANEXO CUADRO DE RECURSOS MINERALES 115

RESUMEN

La Hoja Geológica 3366-II Villa de Merlo abarca una extensa región ubicada en las provincias de San Luis y Córdoba que involucra terrenos ígneo-metamórficos dispuestos como bloques serranos de orientación norte- sur.

En la sierras de Córdoba, el Complejo Metamórfico Comechingones está constituido por rocas que fueron deformadas y metamorfizadas durante el Ciclo Pampeano cámbrico. Durante el Ordovícico Inferior las sierras de San Luis y Córdoba fueron afectadas por metamorfismo y deformación compresiva, a los que siguió una tectónica extensional con emplazamiento de granitoides y metamorfismo retrógrado, eventos que se relacionan con el Ciclo Famatiniano. Los complejos metamórficos Conlara y Pringles, de la sierra de San Luis, representan rocas sedimentarias que se depositaron antes de la tectónica colisional del Ciclo Famatiniano, mientras que la Formación San Luis se habría depositado tardíamente, probablemente durante una fase extensional póstuma y muestra poca evidencia de los intensos efectos del Ciclo Famatiniano, aunque fue intruida por granitoides ordovícicos tardíos que le produjeron aureolas de metamorfismo de contacto. Las zonas de cizalla dúctiles desarrolladas durante el Devónico, sobrecorrieron el terreno cámbrico de las sierras de Córdoba (gneises sillimaníticos, esquistos y migmatitas) sobre el terreno ordovícico ubicado en San Luis (gneises, esquistos y filitas). La cizalla más significativa es la denominada Cizalla Tres Árboles, que se extiende con rumbo NNO a lo largo del margen oeste de las sierras de Córdoba.

La historia post ordovícica estuvo dominada por la intrusión de granitos en un marco tectónico compresivo acompañado de plegamiento y cizallamiento. Estos acontecimientos que se produjeron durante el Devónico- Carbonífero inferior son descriptos bajo el nombre de Ciclo Achaliano.

Restos de sedimentitas glacilacustres carbonífero - pérmicas, correlacionables con el Grupo Paganzo, se han preservado en una estrecha depresión tectónica conocida como Bajo de Véliz. El Mesozoico está representado por pequeñas efusiones basálticas y diques. La columna estratigráfica se completa con las vulcanitas neógenas del Complejo Volcánico El Morro, perteneciente al Ciclo Ándico, y sedimentitas neógeno cuaternarias que rellenan las depresiones intermontanas.

El rasgo estructural más antiguo observable en la sierra de Comechingones corresponde a una foliación metamórfica S1 de alto grado, bien preservada en gneises pelíticos y anfíbolitas de los complejos metamórficos cámbricos. En la sierra de San Luis, las metapelitas poseen una fábrica gnésica S1 pero que corresponde a la S2 a nivel regional. En la mayor parte de la región, las fábricas de alto grado pampeanas (S1) y famatinianas (S2) han sido mayormente rotadas al paralelismo por cizallamiento penetrativo (S3), asociado al Ciclo Achaliano, marcado por el desarrollo de importantes zonas miloníticas y retrogradación metamórfica. Durante el Neógeno, un período de deformación extensional, seguido de compresión, generó cuencas y vulcanismo. A partir del Plioceno medio el vulcanismo cesó y comenzó un régimen compresional que produjo el levantamiento de bloques de basamento por la acción de fallas inversas de moderado a alto ángulo; formando sierras con escarpas abruptas al oeste y una ladera oriental de suave inclinación.

La metalogénesis de la región está estrechamente relacionada con cinco ciclos tecto-magmáticos que corresponden a las orogenias Pampeana y Famatiniana, al ciclo magmático Achaliano, al rifting cretácico y a la orogenia Andina. Al primero se vinculan genéticamente algunos depósitos de W, Cu-Fe-Au, Pb-Zn y cromitas asociadas a rocas ultrabásicas; la fase metalogenética famatiniana coincide con el emplazamiento de grandes cuerpos de granitos y pegmatitas a los que se asocian depósitos de Li, Be, Nb, Ta, Sn, minerales industriales y algunas mineralizaciones de W; al ciclo metalogenético devónico se vinculan depósitos de Au, W, Ag, Pb, Zn, Cu y una segunda fase pegmatítica con mineralizaciones de Be, Li, Nb, Ta, U, REE, Th y F; durante el Cretácico se formaron depósitos de fluorita y, por último, las mineralizaciones de Au, Cu (Ag-Pb-Zn) se relacionan con el vulcanismo mioceno- plioceno del Ciclo Ándico.

ABSTRACT

3366-II Villa de Merlo Sheet covers a region of San Luis and Cordoba provinces, including igneous-metamorphic blocks arranged as north-south oriented ranges and basins that were uplifted by high angle faults.

In Córdoba province, Comechingones Metamorphic Complex involves rocks that were deformed and metamorphosed during the Cambrian Pampean cycle. During the Lower Ordovician San Luis and Cordoba basement was affected by compressive deformation and metamorphism, followed by an extensional tectonism, granitic intrusions and retrograde metamorphism, related to the Famatinian cycle. The Conlara and Pringles metamorphic complexes, from sierra de San Luis, represent sedimentary rocks that deposited prior to collisional tectonics (Famatinian cycle). The San Luis Formation has been deposited in a late cycle, probably during an extensional phase and shows little evidence oh the intense effects of Famatinian cycle. It was intruded by late Ordovician granitoids that produced contact metamorphic aureoles. Ductile Devonian shear zones override the Cambrian Córdoba terrane (sillimaníticos gneisses, schists and migmatites) on to Ordovician San Luis rocks (gneisses, schists and phyllites). The most significant shear zone, Tres Árboles, extends along the western margin of the Sierras de Córdoba.

The post Ordovician history was dominated by the intrusion of granites in a compressive tectonic setting accompanied by folding and shearing, described as Achalian cycle.

Remains of glacilacustres Carboniferous-Permian sediments, correlated with Paganzo Group, have been preserved in a narrow tectonic depression known as Bajo de Veliz. The Mesozoic is represented by basaltic dikes and small monogenetic volcanoes. The stratigraphic column is completed with the neogene Complejo Volcánico El Morro belonging to Andean cycle, and Cenozoic sediments that fill the intermontane depressions.

The oldest structural feature in the Sierra de Comechingones corresponds to a high-grade pelitic gneisses and amphibolite foliation S1, well preserved in Cambrian metamorphic complexes. In the Sierra de San Luis, the metapelites have a gnessic fabrica S1 that correspond to S2 regional fabric. In most of the region, the higth grade pampean (S1) and famatinian (S2) fabrics have mostly been rotated to parallelism by penetrative shear (S3), associated with the Achalian cycle, represented by the development of major mylonitic zones and metamorphic retrogradation. During the Neogene, a period of extensional deformation followed by compression, generated basins and volcanism. From the middle Pliocene, volcanism ceased and began a compressional regime that produced the lifting of basement blocks by means of reverse faults; developing ranges with steep slopes to the west.

The Metallogeny is closely related with tecto-magmatic cycles corresponding to Pampean and Famatinian orogenies, Achalian magmatic cycle, the Cretaceous rifting and the Andean Orogeny. W, Cu-Fe-Au, Pb-Zn deposits and chromites are associated with Pampean cycle; famatinian metallogenic phase coincides with the emplacement of large bodies of granite and Li, Be, Nb, Ta, Sn, W berning pegmatites; Au, W, Ag, Pb, Zn, Cu and a second Be, Li, Nb, Ta, U, REE, Th, F pegmatite phase is linked with Devonian cycle; deposits of fluorite were formed during the Cretaceous. Diseminated Au, Cu (Ag-Pb-Zn) is related to the Miocene-Pliocene volcanism Andean cycle.

1. INTRODUCCIÓN

Naturaleza y metodología del trabajo

La Hoja Geológica 3366-II Villa de Merlo, a escala 1:250.000, ha sido confeccionada siguiendo las normas del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina.

Las tareas de cartografía geológica se apoyaron sobre imágenes satelitales multibanda ASTER y LANDSAT-7 TM, la base topográfica IGN 1:250.000 y modelos de elevación digital (DEM), datos geofísicos aéreos, cartografía temática existente y numerosas observaciones de campo, todo georreferenciado al sistema POSGAR, faja 3.

Las descripciones petrológico estructurales, los muestreos y las tomas de fotografías, entre otras tareas, fueron ubicadas mediante GPS y registradas en una libreta diseñada para alimentar un sistema de información geográfica. En la mayoría de los puntos se realizaron mediciones de susceptibilidad magnética utilizando un susceptibilímetro manual[1]. Las abreviaturas minerales utilizadas corresponden a Kretz (1983). La construcción del mapa se realizó con el programa Arc-Map.

Agradecimientos

Se agradece el acompañamiento en tareas de campo al geólogo Edgardo Baldo y estudiantes de geología Martín Argota y Carlos Ramacciotti (Universidad Nacional de Córdoba).

Situación y características geográficas

La Hoja Villa de Merlo está ubicada en el noreste de la provincia de San Luis y centro oeste de la provincia de Córdoba. El área cartografiada está limitada por los paralelos 32° y 33° de latitud sur y los meridianos 64°30' y 66° de longitud oeste, cubriendo una superficie de 15.638 km^2 (figura 1).

Se destaca la presencia de dos cordones orográficos de moderada altitud y laderas asimétricas: las sierras de Comechingones y de San Luis, separados por la depresión conocida como valle de Conlara.

Las principales elevaciones se concentran en la sierra de Comechingones, donde los picos superan los 2.500 m snm, disminuyendo en altitud hacia el sur, donde a la latitud de Villa del Carmen alcanzan los 1.300 metros. En la sierra de San Luis las máxi-

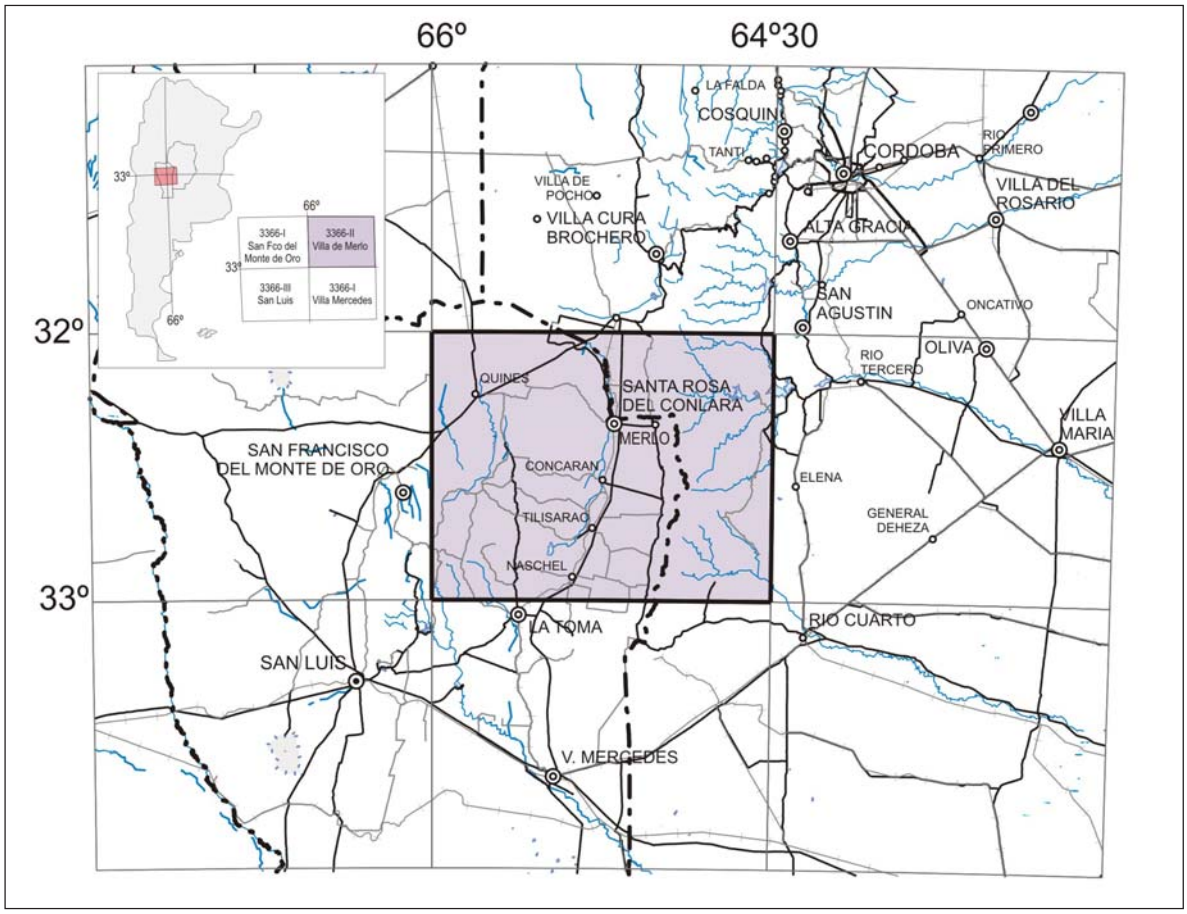

Figura 1: Mapa de ubicación de la Hoja 3366-II

mas cotas corresponden al cordón de El Realito, con una altura máxima de 1.780 metros.

Si bien la región tiene un clima semiárido, en las áreas serranas imperan condiciones de mayor humedad e inviernos más rigurosos. En el sector NE, que incluye el valle de Conlara y las sierras de San Luis y de Comechingones, el clima es templado subhúmedo serrano. La disposición NS de los cordones montañosos juega un papel decisivo sobre la circulación atmosférica, ya que es transversal al rumbo con que habitualmente avanzan las corrientes de aire. Las lluvias están concentradas, por lo general, en el período comprendido entre octubre y marzo.

En cuanto a la vegetación, en los sectores pedemontanos domina el monte bajo y en las zonas altas los pastizales naturales. Las zonas llanas han sido modificadas para uso agrícola.

Los principales centros poblados se distribuyen en la depresión del río Conlara y en el valle de Calamuchita- La Cruz. Una red vial con caminos de diversa jerarquía y transitabilidad permite el acceso en vehículo a la casi totalidad del área, con restricciones en las abruptas laderas occidentales de las sierras de San Luis y de Comechingones.

Investigaciones anteriores

La Hoja 3366-II Villa de Merlo comprende la totalidad de las antiguas hojas geológicas a escala 1:200.000: 23h-Sierra de La Estanzuela (Rossi, 1966a) y 22h-Santa Rosa (Methol, 1971); y parte de las hojas 22g-Quines (González, 1957) y 23g-San Francisco (Pastore y González, 1954).

Las primeras investigaciones geológicas en la comarca fueron llevadas a cabo por Ave Lallemant (1875), Brackebusch (1876, 1891), Bodenbender (1894, 1905), Döering (1873) y Gerth (1914).

Los antecedentes bibliográficos sobre las sierra de San Luis y de Comechingones son numerosos. Entre los principales se pueden citar investigaciones de detalle sobre la estratigrafía realizadas por Gordillo y Lencinas(1979), Prozzi y Ramos (1988), Sims *et al.* (1998) y Sato *et al.* (2003); la estructura regional fue realizada por González Bonorino (1961), Kilmurray y Dalla Salda (1977), Criado Roqué *et al.* (1981), Ramos (1991), von Gosen y Prozzi (1996, 1988) y Whitmeyer y Simpson (2003, 2004); la historia de los complejos intrusivos mereció la atención de Zardini (1966), Ortiz Suárez *et al.* (1992), Brogioni y Ribot (1994), Llambías *et al.* (1996), Sato *et al.* (1996), Otamendi *et al.* (1996), Pinotti *et al.* (1996) y Llambías *et al.* (1998); el vulcanismo terciario fue estudiado por Brogioni (1988, 1990) y los yacimientos minerales por Ulacco (1992), Kilmurray y Villar (1981), Llambías y Malvicini (1982), Sims *et al.* (1997) y Brodtkorb y Ortiz Suárez (1999).

Una primera versión de esta Hoja, denominada Hoja Santa Rosa de Conlara, fue realizada por Costa *et al.* (1995). Entre los años 1994 y 1996 el SEGEMAR, en convenio con el Servicio Geológico Australiano (AGSO) realizó el primer mapeo de segunda generación a escala 1:100.000 que cubrió gran parte de la zona de estudio. El trabajo incluyó una cobertura geofísica aérea (magnetometría y radimetría K-U-Th) al sur de los 32º40'S, con vuelos de dirección este- oeste, espaciado de 500 m y altura sobre el terreno de 100 m (Sims *et al.*, 1997).

2. ESTRATIGRAFÍA

Relaciones generales

Las sierras de San Luis y de Córdoba constituyen dos importantes terrenos morfoestructurales exhumados en el Cenozoico como producto de la subducción subhorizontal de la Placa de Nazca a causa de la tectónica Andina (Jordan y Allmendinger, 1986). Los terrenos están constituidos por un basamento ígneo-metamórfico que se dispone como bloques serranos de orientación norte-sur, separados por cuencas intermontanas. Estudios geológicos y geofísicos (Sims *et al.*, 1997) han demostrado que el basamento paleozoico de las sierras de San Luis y Córdoba consiste en dominios metamórfico-estructurales separados por fajas tectónicas. Los mencionados autores reconocieron un dominio cámbrico (Pampeano) y otro ordovícico (Famatiniano), que comparten una historia geológica común a partir del Devónico Inferior, cuando fueron intruidos por granitos de extensión batolítica asignados al Ciclo Achaliano.

Las rocas metasedimentarias de las sierras de Córdoba (Complejo Metamórfico Comechingones) habrían sido parte de un prisma de acreción formado a lo largo del margen convergente occidental de Gondwana (Lyons *et al.*, 1997; Northrup *et al.*, 1998; Rapela *et al.*, 1998). Basándose en datos geocronológicos, Stuart-Smith *et al.* (1999) y Gromet y Simpson (1999) asignan al pico metamórfico una edad de 520 Ma, en coincidencia con un evento de migmatización. El basamento de la Sierra de San Luis (complejos metamórficos Conlara y Pringles) se compone de rocas metamórficas e ígneas que

comparten una estructuración penetrativa subvertical de dirección NNE que se habría originado por la deformación principalmente ordovícica. El control estratigráfico superior está dado por la intrusión de granitoides devónico- carboníferos y la sedimentación carbonífero- pérmica (Formación Bajo de Véliz) que se apoya en discordancia angular sobre las metamorfitas. Los complejos metamórficos se disponen como fajas norte-sur separadas principalmente por zonas de cizalla dúctil con rumbo N a NNE (fajas Guzmán y La Arenilla). Si bien los ciclos orogénicos Pampeano y Famatiniano son registrados en los complejos metamórficos de San Luis y Córdoba, la evolución petrológica de las sierras de Córdoba es principalmente Pampeana mientras que en San Luis es fundamentalmente Famatiniana.

Zonas de cizalla dúctiles de edades ordovícicas a devónicas sobrecorrieron hacia el oeste y yuxtaponen el terreno cámbrico cordobés (gneises sillimaníticos, esquistos y migmatitas) sobre el terreno ordovícico puntano (gneises, esquistos y filitas de grado metamórfico biotita- clorita). La más significativa es la denominada zona de cizalla Tres Árboles que se extiende con rumbo NNO a lo largo del margen oeste de las sierras de Córdoba (Whitmeyer y Simpson, 2003). La misma faja habría controlado el emplazamiento de los batolitos Cerro Áspero y Achala a partir del Devónico Superior.

La actividad magmática está representada por la intrusión de granitoides, cuyas edades indican un emplazamiento asociado a los ciclos famatiniano y achaliano.

Las sedimentitas paleozoicas aflorantes en el ámbito de la hoja son depósitos de ambiente glacifluvial que se han preservado en estrechas depresiones de orientación N-S, como el caso del Bajo de Véliz, ubicado al NE de la sierra de San Luis.

La secuencia volcano sedimentaria cretácica aflora parcialmente en las proximidades de Cañada de Alvarez y como pequeños conos basálticos y diques al sur de la sierra de Comechingones y en la sierra de San Luis.

Cuadro1: Cuadro estratigráfico de la Hoja Villa de Merlo

El conjunto anterior fue intruido por vulcanitas y cubierto por rocas volcaniclásticas de edad miocenopliocena que se disponen formando una faja de rumbo NO que atraviesa la sierra de San Luis. Por último, sedimentos continentales cenozoicos rellenan las cuencas intermontanas.

Las

Relaciones estratigráficas de las unidades descritas en la Hoja pueden verse en el cuadro 1.

2.1. PALEOZOICO

2.1.1. CÁMBRICO

Complejo Metamórfico Comechingones (1a, 1b, 1c, 1d, 1e, 1f, 1g, 1h, 1i)

1a gneises y esquistos; 1b anatexitas; 1c estromatitas; 1d ortogneises y restitas metamórficas; 1e anfibolitas; 1f mármoles; 1g rocas ultramáficas; 1h metagabros; 1i metatonalitas.

Antecedentes

Los gneises y anatexitas que forman este complejo fueron agrupadas como Macizo Migmático de Atos Pampa y Macizo Migmático del Cerro Pelado por Gordillo (1979). La unidad gnéisica incluye las micacitas gnéisicas esquistosas de Methol (1971), los gneises tonalíticos biotíticos de Gordillo y Lencinas (1979) y los gneises biotíticos granatíferos, esquistos biotíticos granatíferos y ortogneises de Guereschi y Baldo (1993). La porción aflorante al sur del batolito de Cerro Áspero fue cartografiada por Candiani y Maza (1982) como parte de un programa de prospección geoquímica donde se reconocieron gneises, migmatitas, cuerpos concordantes de metatonalitas, fajas de anfibolitas y mármoles, algunos gabros y numerosos pequeños cuerpos de hornblenditas y perknitas asociados a zonas de cizalla.

Las rocas máficas y ultramáficas fueron estudiadas por numerosos autores entre ellos Sgrosso (1943), D´Aloia y Bianucci (1969), Villar (1985), Villar *et al.* (1993), Fernández Gianotti (1977), Mutti (1991), Fernández (1993), Escayola *et al.* (1993), Escayola (1994) y Escayola *et al.* (1996). La yacencia de las rocas ultramáficas ha sido relacionada a lineamientos estructurales (Bonalumi y Gigena, 1987; Kraemer y Escayola, 1994 y Martino *et al.* 1995).

En la presente hoja se ha adoptado la denominación asignada por Martino *et al.* (1995) y Bonalumi *et al.* (1998) por ser más abarcativa en su extensión y composición.

Distribución areal

El Complejo Metamórfico Comechingones aflora en Córdoba, en la sierra de Comechingones al sur del batolito de Achala. Está limitado al oeste por la cizalla Tres Árboles que lo yuxtapone con el Complejo Metamórfico Conlara. Geográficamente sobrepasa los límites de esta Hoja y se extiende desde el cerro Champaquí al norte, hasta la localidad de Achiras al sur.

Litología y estructura

Las variedades litológicas reconocidas dentro del complejo fueron diferenciadas por medio de la interpretación de imágenes satelitales basada en el reconocimiento de campo y a la consulta de numerosos trabajos de investigación sobre el basamento metamórfico de la zona.

El Complejo Metamórfico Comechingones está constituido principalmente por gneises y esquistos (1a) de color gris, granulometría media, marcada foliación y bandeado composicional (figura 2). Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita, granate y eventualmente pueden contener escaso feldespato potásico y sillimanita. Entre los accesorios se destacan apatita, circón y minerales opacos. En afloramiento los gneises se distinguen por formar gruesas lajas que inclinan generalmente al NE, aunque en ciertos sectores poseen un aspecto de bochas. Variedades esquistosas de igual composición, pero de grano fino, se presentan junto con los gneises marcando el plegamiento regional junto con bancos delgados de anfibolitas y mármoles. Al oeste de la falla Guacha Corral, Guereschi (2000) observó rocas con estaurolita y disteno en contacto, formando blastos bien desarrollados que son

Figura 2: Complejo metamórfico Comechingones. Gneis Qzt-Pl-Bt-Grt, foliación 220/40. Vista al oeste. Dique Ao. Corto. Punto 184, 64°34'12,447"O 32°12'47,524"S

indicadores de metamorfismo de grado medio (zona de estaurolita + disteno).

Las anatexitas (1b) forman fajas de rumbo NO de varios kilómetros de ancho, que se interdigitan con sectores gnéisicos. Son rocas macizas de aspecto granítico que generan un paisaje bochiforme característico. Dentro de las anatexitas son comunes los resisters de esquistos y gneises foliados. Se han reconocido variedades en función de la composición del protolito, como las anatexitas cordieríticas que habrían derivado de sedimentos pelíticos muy ricos en aluminio y las anatexitas ricas en biotita que derivarían de rocas grauváquicas. Las principales asociaciones minerales reconocidas por Gordillo y Lencinas (1979) son: Kfs- Qtz- Crd- Bt- Grt- Sil- (Pl); Kfs- Qtz- Crd- Bt- Grt- (Pl- And); Pl- Qtz- Crd- Grt- Bt- Sil ; Crd- Grt- Qtz- Pl- Bt- Ath. La cordierita se presenta como nódulos oscuros de varios centímetros o como granos celestes, grisáceos o verdosos, distribuidos en toda la roca. El granate es almandino. El circón aparece en pequeñas proporciones junto a minerales opacos y apatita. El aspecto textural de una típica anatexita puede observarse en la figura 3. De acuerdo con los estudios termobarométricos realizados por Gordillo (1984), las rocas anatécticas se habrían formado a temperaturas de 720ºC y 6.4 Kbar de presión.

En algunos lugares del complejo metamórfico, entre Huerta Vieja y Lutti, Guereschi (2000) cartografió migmatitas estromatíticas (1c) que se caracterizan por la alternancia de capas claras (leucosomas) y oscuras (melanosomas) que le confieren a la roca un bandeado uniforme que suele estar deformado y plegado. Los afloramientos tienen el aspecto de «lomos de ballenas» con

Figura 3: Complejo metamórfico Comechingones. Anatexita Qzt-Pl-Bt-Crd-Grt, foliación 140/50. Amboy. Punto 181, 64°35'48,556"O, 32°12'21,478"S

foliaciones orientadas con rumbo noroeste. Las estromatitas suelen tener segregados graníticos localmente discordantes y presentan resisters de esquistos de grano fino. Los leucosomas son de grano grueso y color blanco rosado, con textura granoblástica y compuestos por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, y pequeñas cantidades de granate, sillimanita y biotita.

Rocas granulíticas aparecen asociadas a complejos máficos. Las granulitas son rocas metamórficas que se caracterizan por la baja proporción modal de minerales hidratados, tales como biotita y/ o anfíboles. Yacen como septos incluidos dentro de cuerpos gábricos o bien como bancos entre los lentes máficos. Granulitas hornblendo- hipersténicas afloran en la zona del cerro Pelado y están asociadas con metabasitas hornblendo- hipersténicas con restos de olivino. Otros afloramientos de granulitas noríticas han sido citados al oeste de Amboy, donde se asocian con anatexitas cordieríticas (Gordillo, 1984). También en el río Grande, a la altura del puente de la ruta 23, asoman gneises hornblendo- hipersténicos con transiciones a granulitas noríticas oscuras al aumentar el contenido de mafitos. Las granulitas piroxénicas asociadas a los complejos máficos de Sol de Mayo y Suya Taco han sido estudiadas por Tibaldi *et al.* (2007), allí presentan la asociación mineral Qtz + Pl+ Grt+ Opx+ Cv + Sil + Spl, con biotita o flogopita y antofilita retrogradas, y ausencia de feldespato alcalino. Dicho autores establecieron además, que las condiciones de presión - temperatura del metamorfismo prógrado fueron entre 6 y 8 kbar y 780 - 930 ºC, asumiendo que la intrusión del complejo máfico habría sido coetánea con el pico de presión de las migmatitas regionales.

En el camino que comunica Atos Pampa con Yacanto, próximo al río Santa Rosa (64º43’36"O 32º02’36’’S), Gordillo (1979) describió una roca de estructura maciza y color gris azulado, constituida por abundante granate, cordierita y magnetita, sin feldespato potásico y escasa de biotita, que clasificó como kinzigita. La roca es considerada una restita del proceso anatéctico. A la fecha existe una cantera donde se ha realizado la explotación de este material con fines ornamentales (Cantera Juan XXIII).

Entre Lutti y Río de Los Sauces se han cartografiado sectores donde afloran gneises macizos de color gris claro y débil foliación que dan un paiseje bochiforme (1d). Estas rocas tienen una textura equigranular de grano medio donde se destacan algunos cristales euhedrales de plagioclasa de hasta 1 cm, abundante biotita y presencia variable de gra-

nate (figura 4). En las variedades biotíticas de grano más fino se observa un bandeado y foliación poco marcada. Los gneises macizos están compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasa, biotita y granate, aunque también suele presentarse feldespato potásico o escasa sillimanita. Como accesorios hay apatita, circón, minerales opacos y rutilo. Estas características y la presencia de enclaves de rocas gnéisicas, han llevado a clasificarlas como ortogneises biotítico granatíferos, con una composición modal entre granodiorítica y tonalítica (Guereschi, 2000).

Al sur Alpa Corral, el complejo está formado por paragneises afectados por la deformación milonítica de la faja de cizalla Tres Árboles- Las Albahacas. Allí son muy comunes los pods aboudinados de anfíbolitas (1e) y pequeños lentes de mármoles y rocas calcosilicáticas (1f). La roca más abundante es un gneis bandeado color gris, formado por cuarzo- plagioclasa- biotita- feldespato potásico- muscovita + sillimanita + granate. El gneis contiene lentes leucosomáticos y en muchos lugares la textura es migmatítica.

Rocas metaígneas (1i) cartografíadas bajo la denominación de Metamorfitas Monte Guazú (Otamendi *et al.*, 1996) y como ortogneises tonalíticos dentro del Complejo Metamórfico Monte Guazú (Sims *et al.*, 1998; Otamendi *et al.*, 2000), afloran como grandes cuerpos desmembrados por cizallamiento y emplazados armónicamente con la foliación de los paragneises que los contienen. Estos cuerpos son particularmente abundantes al sur del cerro Moro, y llegan a constituir el 50 % del complejo en los sectores más australes. La roca tiene una composición tonalítica a granodiorítica, equigranular, de color gris, formada por plagioclasa, cuarzo, biotita y cantidades variables de hornblenda y, como accesorios, incluye circón, apatita, allanita y magnetita. Suele aparecer muscovita secundaria como porfiroblastos o como una fase microcristalina. Las metatonalitas presentan una foliación penetrativa definida por la orientación de biotita acompañada por una lineación débil de láminas de biotita y cintas de cuarzo.

Numerosos cuerpos de anfíbolita (1e) aparecen intercalados concordantemente con estromatitas, gneises y mármoles. Por lo general se trata de bancos alargados que suelen alcanzar anchos importantes. Debido a su gran resistencia forman crestas que sobresalen en el paisaje. Las rocas son de color verde oscuro, granulometría fina a media y una estructura foliada o bandeada (figura 5). Están compuestas principalmente por hornblenda (anfíbol) y plagioclasa, con pequeñas proporciones de cuarzo. Según la asociación mineralógica se distinguen anfíbolitas hornblendo- diopsídicas, hornblendo-titaníferas y anfíbolitas diopsídicas con granate (Guereschi, 2000). Una importante faja de anfíbolitas, con una orientación N-NO y que alcanza anchos de 5 km, se extiende al este del plutón del cerro Áspero. Dentro de esta faja, Mutti *et al.* (2002) han reconocido una alternancia de anfíbolitas melanocráticas y leucocráticas con estructuras macizas, migmáticas y esquistosas, compuestas por hornblenda + plagioclasa ± clinopiroxeno ± ortopìroxeno ± granate ± cuarzo ± feldespato ± biotita ± circón ± apatita ± titanita ± espinelo verde ± magnetita ± ilmenita. Han sido afectadas por la faja de cizalla Tres Árboles dando lugar a milonitas máficas, biotítico- cloríticas y generación de leucosomas laminares a nodulares. Según Mutti *et al.* (2002), la geoquímica de estas rocas indicaría

Figura 4: Complejo metamórfico Comechingones. Ortogneis granodiorítico- tonalítico. foliación 80/65. Aspecto del afloramiento y detalle textural. Rodeo de Las Yeguas. Punto 226, 64°48'7,064"O, 32°22'39,561"S.

Figura 5: Complejo metamórfico Comechingones. Anfibolita, foliación 150/50. Co Colorado. Vista al sur. Punto 287, 64°39'29,547"O 32°25'18,696"S .

un protolito basáltico (ortoanfíbolitas) desde toleítico hasta calcoalcalino, equivalente a basaltos centro oceánicos MORB.

Los mármoles (1f) forman bancos tabulares y lenticulares a lo largo de fajas semicontinuas, plegadas, engrosadas y transpuestas. Los mayores afloramientos de mármol han sido identificados individualmente en el mapa. Los cuerpos principales se ubican al norte de Yacanto de Calamuchita, en Cañada de Alvarez, en la zona de la estancia Los Cocos, al oeste del cerro San Lorenzo y, más al sur, en el cerro Moro. Los bancos de mármol se presentan bandeados, con coloraciones variables entre blanco, rosado, verde y gris, como así también el tamaño del grano, que cambian de fino y grueso. En el sector de Cañada de Álvarez están los mayores afloramientos alineados en sentido noroeste, formando una lomada alargada conocida como sierra Blanca, con un largo de 3, 5 km y anchos variables que llegan a los 600 metros. Los mármoles están intercalados con gneises biotíticos granatíferos y anfibolitas diopsídicas (figura 6). Composicionalmente varían entre mármoles dolomíticos y calcodolomíticos (Guereschi, 2000). Los mármoles dolomíticos tienen un color blanco níveo, blanco amarillento o blanco grisáceo, de granulometría media a gruesa, con bandeado leve e irregular. Están compuestos casi totalmente por dolomita, con calcita subordinada y escasos minerales accesorios. Localmente aparecen pátinas color verde turquesa y fracturas rellenas de cuarzo y malaquita que atraviesan la roca.

Al microscopio los mármoles presentan una textura granoblástica, suturada, inequigranular y en mortero, dada por la trituración y recristalización perigranular de la dolomita. En los mármoles dolomíticos, la dolomita de grano grueso es el principal constituyente, acompañada por escasa calcita intersticial y de grano fino; los accesorios son tremolita, flogopita, rara forsterita y escaso diópsido, serpentina, clinocloro, apatita y escasos minerales opacos. Los mármoles calcodolomíticos, compuestos por cantidades similares de dolomita y calcita, presentan una textura bandeada formada por la alternancia de capas blancas, amarillentas y capas verdosas o pardas. Las bandas verdosas formadas por forsterita serpentinizada suelen ser más delgadas y resaltan por erosión diferencial. Los principales minerales accesorios son forsterita, diópsido, tremolita, flogopita, serpentina y raramente espinelo. En menor proporción se encuentra apatita, minerales opacos, minerales de cobre y clinocloro (Guereschi, 2000).

En el sector de la estancia Los Cocos, al oeste del cerro San Lorenzo, los mármoles se disponen en fajas norte-sur y están suavemente plegados. Cada

Figura 6: Complejo metamórfico Comechingones. Mármol. foliación 20/55. Vistas al E y NE. Cañada de Alvarez. Punto 247, 64°32'14,128"O 32°21'27,697"S .

faja está integrada por varios bancos de mármol de potencia variable (2 a 100 m), que pueden seguirse a lo largo de 3 a 4 km, donde se intercalan con bancos de anfíbolitas, esquistos biotítico-granatíferos y gneises miloníticos. En esta zona, Guereschi (2000) identificó mármoles dolomíticos flogopíticos y mámoles calcodolomíticos forsterítico-diopsídicos.

En la sierra de Comechingones los mayores afloramientos de mármol se encuentran en el cerro Moro (64°58'30.77"O, 32°52'49.19"S) y en los alrededores de la estancia La Fátima, donde mármoles y gneises calcosilicáticos forman cuerpos aislados más o menos alineados siguiendo la macroestructura de basamento con un rumbo noroeste.

Las rocas ultramáficas (1g) se hallan dentro de zonas de cizalla dúctiles como lentes alargados, plegados y desmembrados. Estas rocas fueron citadas por numerosos autores en relación con la explotación de minerales de cromo (Catalano, 1943; Angelelli, 1945; D´Aloia y Bianucci, 1969). Desde el punto de vista petrológico fueron estudiadas por Villar (1985), Fernández Gianotti (1977), Ramos (1988), Bonalumi y Gigena (1987), Cosentino y Mutti (1982), Mutti (1987, 1992), Mutti y Di Marco (1992) y Escayola *et al.* (1993), entre otros. Los afloramientos alineados con rumbo NO entre el cerro San Lorenzo y Suya Taco, fueron descritos por Villar (1985) como «faja ultrabásica occidental de las Sierras de Córdoba». Los cuerpos están compuestos principalmente por harzburgitas intruidas por diques basálticos -que producen metasomatismo- y dunitas. La harzburgita tiene granulometría media a gruesa y está compuesta por cristales de enstatita bastitizada de color pardo. Presenta estructuras relícticas plegadas con planos axiales coincidentes con la foliación principal. La matriz es afanítica y está formada por serpentina de coloración oscura. Como producto de alteración se han formado serpentinitas de color gris medio a oscuro y tonalidades verdosas en las que se pueden observar finas bandas con diseminados de cromita y magnetita. Las rocas ultramáficas suelen presentar cuerpos podiformes de cromitas concordantes a subconcordantes que han sido explotados en los yacimientos Los Guanacos, Los Congos y Sol de Mayo.

Las rocas metagábricas (1h) están dispuestas al este de la «faja ultrabásica». Forman cuerpos de dimensiones variables, entre los que se destacan el de Santa Rosa de Calamuchita, con una superficie de 1, 9 km^2 y el del cerro San Lorenzo de 5 km^2. Los contactos son concordantes con la foliación envolvente de las cajas metamórficas. Los principales afloramientos son el cerro San Lorenzo (64º36'40''O 32º28'14''S), gabros de río Grande (64º33'47''O 32º13'30''S), canteras Champaquí (64º36'55''O 32º02'21''S), Atum Pampa (64º42'34''O 32º04'48''S) y Suya Taco (64º42'09''O 32º01'08''S). En el sector sur se destaca un pequeño cuerpo al este de la estancia Los Chañares (64°54'22"O 32°56'58"S).

El gabro del cerro San Lorenzo es un cuerpo ovoide de 2 x 3 km, que presenta una estructura estratificada formada por tres tipos de cumulatos diferentes: plagioclasa-olivino, plagioclasa- clinopiroxeno-ortopiroxeno y cumulato de plagioclasa-clinopiroxeno. Además existen filones de gabro cuarzoso concordantes con la estratificación, formados por plagioclasa-clinopiroxeno y cuarzo intercumular (Villar *et al.*, 1993; Chincarini, 1995, Chincarini *et al.*, 1996). En la parte central del cuerpo predomina un gabro hipersténico- olivínico (gabros coroníticos de Toselli *et al.*, 1977) que hacia la periferia alterna con gabro hipersténico en fajas de espesor variable. La zona marginal muestra evidencias claras de metamorfismo retrógrado con el desarrollo de anfíbol que respeta la textura ígnea original: un núcleo corroído de olivino rodeado de broncita granular y una simplectita externa de hornblenda más espinelo que se desarrolla a expensas de plagioclasa (Toselli *et al.*, 1977; Villar *et al.*, 1993).

Los cuerpos de río Grande, canteras Champaquí y Atum Pampa están formados por gabros olivínicos coroníticos y gabronoritas hornbléndicas. Los gabros olivínicos se caracterizan texturalmente por la presencia de fenocristales de olivino rodeados por una corona de ortopiroxeno- anfíbol en una matriz conformada por un mosaico de plagioclasa-ortopiroxeno. Son rocas melanocráticas muy tenaces constituidas por olivino, piroxeno, plagioclasa, hornblenda marrón y biotita fuertemente pleocroica con exoluciones de magnetita (Bonalumi y Gigena, 1987; Escayola, 1994), presentan también abundante ilmenita asociada a magnetita con alteración parcial a hematita martitizada, «ojos» de goethita y cromita con partículas de magnetita como desmezcla y blebs submicroscópicos de sulfuros, escasa marcasita y oro nativo que aparecen diseminados junto con sulfuros (Escayola, 1994). Las gabronoritas hornbléndicas están compuestas por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, apatita, biotita y hornblenda; tienen textura granular hipidiomórfica y texturas subofíticas donde el piroxeno rodea parcialmente a la plagioclasa, este último mineral no se encuentra como tablillas euhédricas sino como cristales redondeados, subhédricos y con texturas zonadas

y en algunos casos maclas. La roca presenta una leve alteración a epidoto y calcita (Escayola, 1994). La blastesis de hornblenda, que llega a desarrollar cristales de hasta 10 centímetros de largo, es un indicador de metamorfismo en facies anfíbolita.

En la zona sur de la sierra de Comechingones, las rocas metamáficas están intercaladas en las metamorfitas del complejo, formando pods aislados o láminas discontinuas que han sido desmembradas por cizalla. Los cuerpos individuales tienen tamaños entre pocos metros a un kilómetro de largo. En los cuellos del boudinage es común observar segregados pegmatíticos. La litología principal es una ortoanfíbolita formada por hornblenda débilmente alineada, plagioclasa y cuarzo, con cantidades menores de titanita. También están presentes en pequeñas cantidades diópsido, carbonato, muscovita, feldespato potásico y epidoto. Poseen características similares a los metagabros de Sol de Mayo e Inti Yaco que afloran al norte de Yacanto de Calamuchita, y han sido interpretados como tholeitas con afinidades de intraplaca que habrían derivado de un magma básico generado por fusión parcial del manto astenosférico (Demichelis *et al.*, 1996).

Estudios petrográficos y geoquímicos llevados a cabo por Chincarini *et al.* (1996) sugieren que los cuerpos de gabro fueron originados por intrusiones múltiples de magmas en una cámara de sistema abierto que se habría desarrollado en una cordillera centro oceánica y constituirían la sección de los cumulatos máficos de una secuencia ofiolítica.

Filones pegmatíticos fuertemente deformados, elongados y desmembrados dentro de esquistos y gneises representan el producto de fusión parcial (leucosomas) por efecto del metamorfismo de alto grado (facies anfíbolita- granulita) desarrollado durante los ciclos Pampeano y Famatiniano (Sims *et al.* 1997). Forman pequeños cuerpos constituidos por cuarzo-feldespato K ± plagioclasa ± biotita y granate.

Desde el punto de vista estructural, siguiendo a Otamendi *et al.* (2004), alto estres los pliegues y paralelamente a las superficies axiales, indicando que la generaci los gneises suelen preservar la alternancia de capas psamíticas y pelíticas cuyo arreglo indicaría la estratificación sedimentaria original (S_o). Una primera foliación metamórfica, identificada como S_{1a} se caracteriza por una segregación mineral que refleja la heterogeneidad litológica de la estratificación primaria. S_{1a} es una foliación plegada por deformaciones posteriores y que se conserva en tabiques ricos en cuarzo y resisters contenidos en las anatexitas, mostrando que la deformación D_{1a} es anterior al pico metamórfico pero sincrónico con el metamorfismo prógrado en facies de las anfíbolitas. La fábrica S_{1a} ha sido mayormente obliterada por la deformación principal D_{1b} y la recristalización mineral durante el metamorfismo. Las deformaciones y el metamorfismo cámbricos generaron una foliación gnéisica S_{1b} acompañada de fusión parcial de los protolitos sedimentarios de composición apropiada. La compresión produjo pliegues apretados subverticales con rumbos NNO y, localmente, pliegues abiertos a escala decamétrica que alojan leucogranitos anatécticos en las charnelas y paralelamente a las superficies axiales, indicando que la generación de fundidos es coetánea con la deformación. El evento siguiente D_{1c} consiste en una deformación no coaxial repartida en zonas de alto y bajo esfuerzo. En las zonas de alto esfuerzo se desarrollan fajas de cizalla extensionales donde se incrementa la formación de fundidos y se las ha vinculado con la descompresión isotérmica de la pila cortical (Otamendi *et al.*, 1999).

La deformación famatiniana ordovícica D_2 retrabajó las zonas de cizalla D_{1c}, dando lugar a fajas de milonitas con diferentes orientaciones que se cruzan unas con otras anastomosadamente. Las fábricas metamórficas de grado medio son mayormente rotadas al paralelismo como consecuencia de la deformación D_2 manifestada en planos de cizalla penetrativos y zonas de alta deformación, como las fajas de cizalla Tres Árboles - Las Albahacas. Las fábricas miloníticas S_2 tienen un rumbo NNO que no se distingue fácilmente de la foliación gnéisica S_1 debido al carácter progresivo de la deformación, pero están concentradas en fajas discretas. Estas zonas miloníticas delinean el borde oeste del Complejo Metamórfico Comechingones, pero también aparecen como fajas angostas separando septos de rocas gnéisicas.

Relaciones estratigráficas

El Complejo Metamórfico Comechingones representa las áreas más profundas y de mayor grado metamórfico de las sierras de Córdoba. En la unidad se observan relaciones de superposición de procesos deformativos y fusión parcial del protolito, con leucosomas orientados paralelamente a la foliación principal S_{1b} que cortan y rotan «resisters» cuarzo biotíticos en los que se distinguen finas bandas de diferente composición (S_o? //S_{1a}), apretadamente plegadas en chevrón.

Las fábricas con metamorfismo de grado medio están mayormente rotadas al paralelismo como

consecuencia de la deformación posterior manifestada en planos de cizalla penetrativos y zonas de alta deformación, como la faja Tres Árboles -Las Albahacas. La reactivación de estas estructuras ha producido una retrogradación metamórfica que podría asignarse al ciclo Famatiniano.

El complejo está afectado por el cizallamiento S3 e intruido por los plutones de Achala y Cerro Áspero con sus diques aplo-pegmatíticos, todos ellos atribuidos al ciclo Achaliano de edad devónica.

Edad y correlaciones

El Complejo Metamórfico Comechingones es correlacionable con los complejos metamórficos Sierra Chica, Atos Pampa y La Falda (Bonalumi *et al.*, 1998; Gaido *et al.*, 2005; Candiani *et al.*, 2008) y con el Complejo Metamórfico Monte Guazú (Sims *et al.*, 1998), que agrupan la mayor parte de las asociaciones metamórficas de la Sierras de Córdoba.

Los protolitos sedimentarios se habrían depositado en una cuenca oceánica en el Neoproterozoico. Sobre la base de estudios geocronológicos Rb-Sr, Nd-Sm y U-Pb en circones, Rapela *et al.* (1998) determinaron una edad cámbrica inferior de 530 Ma para el evento metamórfico principal de las sierras de Córdoba.

2.1.2. CÁMBRICO- ORDOVÍCICO

Complejo Metamórfico Conlara (2a, 2b)

2a esquistos y gneises; 2b mármoles.

Antecedentes

La denominación Complejo Metamórfico Conlara se debe a Sims *et al.* (1997). Posteriormente fue incluido en el Complejo Metamórfico Oriental por Von Gosen y Prozzi (1998). La unidad incluye al Complejo Metamórfico Las Aguadas descrito por Ortiz Suárez (1988) y a las metamorfitas y anatexitas India Muerta del Complejo Achiras en el extremo sur de la sierra de Comechingones (Otamendi, 1995; Otamendi *et al.*, 1996). Entre los antecedentes principales que describen la unidad se pueden mencionar también los trabajos de Sato *et al.* (2003), Whitmeyer y Simpson (2003, 2004), López de Luchi *et al.* (2008), Steenken *et al.* (2008) y Siegesmund *et al.* (2009).

Distribución areal

El complejo metamórfico abarca una gran parte del basamento aflorante en la sierra de San Luis y el valle de Conlara, incluyendo parte del pie occidental de la sierra de Comechingones. El límite oeste del complejo ha sido definido por el lineamiento magnético y la zona milonítica, conocida como cizalla Río Guzmán, que lo separa de la Formación San Luis y del Complejo Metamórfico Pringles (Sims *et al.*, 1997). Su límite oriental corresponde a las zonas de cizalla Tres Árboles y Las Lajas que lo separan del Complejo Metamórfico Comechingones.

En el valle del Conlara, gran parte de la unidad esta cubierta por sedimentos cenozoicos.

Litología y estructura

La roca dominante es un esquisto bandeado formado por dominios ricos en biotita (junto con plagioclasa, cuarzo, minerales opacos, apatita, circón y blastos alargados de muscovita) y dominios cuarzoso- metapsamíticos, compuestos por plagioclasa, cuarzo y algo de biotita, con granate relíctico en algunos lugares. Numerosos filones granítico-pegmatíticos intruyen el complejo y en algunas zonas las rocas muestran una intensa migmatización (figura 7). En menor proporción es posible observar mármoles y anfíbolitas.

Figura 4: Complejo metamórfico Conlara. a) Alternancia de metapelita- metaarenita. Ruta San Martín -Quines. Punto 18, 65°41'31,662"O 32°21'56,874"S . b) Esquistos migmatizados. Manantiales. Punto 221, 65°37'58,135"O, 32°37'3,217"S.

Los esquistos son rocas bien foliadas de color gris oscuro, a veces bandeadas debido a las segregaciones cuarzo- feldespáticas que dan lugar a texturas migmatíticas. Presentan una asociación Qtz-Fel- Bt- Ms- Grt- Sil (+ Tur + Chl). La foliación es marcada por biotita y muscovita; está plegada a escala macro y mesoscópica con limbos asimétricos que indican una vergencia hacia el oeste. La presencia de granates fuertemente corroidos por coronas de sillimanita-biotita y poiquiloblastos de muscovita y cuarzo que contienen inclusiones crenuladas de sillimanita, sugieren que una fábrica de baja temperatura se ha superpuesto a una de alta temperatura (facies anfíbolita). La biotita y muscovita definen una lineación mineral que generalmente inclina al este y los indicadores cinemáticos muestran un desplazamiento en compresión «este hacia arriba», que es consistente con la asimetría del plegamiento. Localmente se ha preservado un cizallamiento en extensión con un sentido «este hacia abajo», particularmente en las proximidades del borde oeste del complejo donde la fábrica se asocia con fajas migmatíticas y abundantes pegmatitas.

Los gneises metapelíticos y metapsamíticos están formados por Qtz-Fel- Bt + Grt + Sil. Se distinguen claramente de los esquistos por su escasez de muscovita en el plano de foliación y un estilo de afloramiento macizo. Cuando se desarrolla muscovita secundaria no presenta orientación o está relacionada con discretas bandas de cizalla, siempre asociada a biotita. Venas leucocráticas y/o pegmatíticas son muy comunes en este tipo de rocas y definen la foliación principal, plegada apretada e isoclinalmente (y replegada) a escala meso a microscópica.

Whitmeyer y Simpson (2004) marcaron dentro del Complejo Metamórfico Conlara isogradas de sillimanita, granate, biotita y clorita y zonas con migmatización local. A escala regional observaron un plegamiento post metamórfico, con las filitas ocupando los núcleos sinformes y los esquistos sillimaníticos los núcleos antiformes.

Los mármoles y rocas calcosilicáticas (2b) son escasos. En la sierra de la Estanzuela, Fernández Lima *et al.* (1981) describieron mármoles de composición calcítica a magnesiana que forman cuerpos tabulares dispuestos con orientación N-S, con longitudes entre 1 a 8 km y potencias de decenas de metros. Las rocas presentan coloración variada desde blanca verdosa hasta amarillenta grisácea, rosada y parda, tienen textura granoblástica y están compuestas por dolomita, calcita, diópsido, muscovita, antigorita, sericita, arcilla, grafito y opacos. Explotaciones de importancia se efectuaron en los mármoles de estancia La Suiza (65°8’17"O, 32°56’41"S) y Minera Luján (65°13’11"O, 32°57’11"S). También hay antecedentes sobre afloramientos de pequeños cuerpos al Oeste de Villa Praga donde los mármoles están asociados a depósitos de scheelita. Las rocas calcosilicáticas contienen hornblenda, plagioclasa, granate, titanita, calcita y magnetita, con delgadas coronas de diópsido desarrolladas sobre granate. Skarns con wollastonita, fluorita y scheelita se generaron en zonas donde venas secundarias de cuarzo cortan mármoles y rocas calcosilicáticas (Brodtkorb y Brodtkorb, 1999).

Con respecto a la estructura, Sims *et al.* (1997) identificaron en la sierra de San Luis una deformación D1 relacionada con un plegamiento F1 simétrico a asimétrico con eje de rumbo O a NO, asociado con una esquistosidad S1 no penetrativa y con inclinación variable al norte o al sur. Los pliegues F1 fueron replegados por una deformación penetrativa D2 dando lugar a un estilo apretado con ejes N a NNE, mientras S1 fue crenulado por la foliación S2, que inclina con alto ángulo hacia el este o hacia el oeste (Kilmurray 1981, 1982; Kilmurray y Dalla Salda, 1977; Ortiz Suárez 1988; Llaneza y Ortiz Suárez, 2000). El metamorfismo que acompañó la deformación D1 alcanzó la facies anfíbolita, mientras D2 fue acompañado por una retrogradación a facies esquistos verdes (Kilmurray 1981, 1982; Sims *et al.*, 1997). Un plegamiento posterior F3, abierto y con eje inclinando al NE, se registró también dentro del complejo. López de Luchi (1986) y López de Luchi y Cerredo (2001) propusieron tres fases deformativas, donde D1 está representada por una foliación S1 relíctica, preservada en microlitones como arcos de biotita poligonal o en delgadas venas leucocráticas plegadas con un clivaje de plano axial S2. La foliación penetrativa S2 fue afectada a su vez por un plegamiento isoclinal F3, con planos axiales de rumbo NNE. Las zonas de cizalla con milonitas, que presentan neoformación de Qtz-Bt, son relacionadas con la deformación D3.

Los protolitos ígneos del Complejo Metamórfico Conlara incluyen rocas de composición tonalítica a granítica, que han sido separadas en dos grupos (López de Luchi *et al.*, 2008). El grupo tonalítico ha sufrido el metamorfismo prógrado y se habría emplazado durante la deformación D1-D2, mientras que el grupo granítico se habría intruido durante la deformación D3, ya que muestra una retrogradación de las paragénesis magmáticas a facies de esquistos verdes. El primer grupo está representado por ro-

cas de composición tonalítica a granodiorítica y yace como pequeñas lentes intercaladas en los esquistos, aunque algunos cuerpos pueden alcanzar decenas de metros. Se presentan típicamente bandeados, con granulometría media y una distribución irregular de la biotita en el plano S2, formando agrupaciones de hasta varios centímetros. Los cuerpos de composición granítica forman filones de anchos métricos, desmembrados e intercalados repetidamente entre los gneises. Son rocas bien foliadas de color blanco a rosado, textura equigranular de granulometría media, compuestas por Qtz-Fel- Bt (Ms). La foliación interna parece coincidir con la fábrica de las rocas de caja sugiriendo que los granitoides se habrían emplazado durante la deformación D2 de la orogenia Famatiniana. Numerosos cuerpos pueden observarse al oeste de Paso Grande, en la zona de La Ciénaga y estancia El Porvenir (figura 8).

Varias generaciones de pegmatitas Qtz- Fel- Bt + Ms + Tur + Grt, intruyen al Complejo Metamórfico Conlara. La generación más temprana está fuertemente deformada, elongada y boudinada en los esquistos y gneises. Suelen formar voluminosos cuerpos de contactos paralelos a la foliación penetrativa S2 (figura 9 a). Algunos filones pequeños resultaron fuertemente plegados durante D2 y fueron replegados durante D3. Las generaciones posteriores de pegmatitas cortan la foliación del complejo y se relacionan espacialmente con los granitos devónicos (figura 9 b).

Figura 8: Complejo metamórfico Conlara. Granitoide foliado. Foliación 120/75. Vista al Sur. Ea. El Porvenir. Punto 354, 65°40'53,565"O, 32°47'37,892"S

Las condiciones de pico metamórfico son sincrónicas con la deformación D2, seguidas por una descompresión indicada por las coronas de plagioclasa alrededor de granos de granate de los esquistos y ortogneises (López de Luchi *et al.*, 2008). Un evento deformativo posterior está representado por zonas de cizalla discontinuas dentro de los esquistos y metagranitoides, con presencia de Se-Qtz+Chl.

Relaciones estratigráficas

El Complejo Metamórfico Conlara está intruido por plutones ordovícicos, como el Granito El Peñón, por granitos devónicos que cortan la foliación principal de las metamorfitas y por el vulcanismo calcoalcalino neógeno del Complejo Volcánico El Morro. Está sobrecorrido en sentido Este sobre Oeste por el Complejo Metamórfico Comechingones a través de las zonas de cizalla Tres Árboles y Las Lajas. A lo largo de la zona de cizalla Río Guzmán, el Complejo Metamórfico Conlara se sobrecorre hacia el Oeste y desplaza sinistralmentre contra las filitas de la Formación San Luis.

Edad y correlaciones

Una datación sobre monacita metamórfica de un gneis no cizallado, obtenida al oeste de la zona de

Figura 9: Complejo metamórfico Conlara. a) Venas pegmatíticas boudinadas paralelas a la foliación de los esquistos (140/30). Vista SO, Río Conlara y ruta 2. Punto 38, 65°37'24,826"O, 32°55'16,344"S. b) Pegmatita discordante 260/75. Punto 18, 65°41'31,66"O, 32°21'57,459"S.

cizalla Tres Árboles, a la latitud de Merlo, arrojó una edad de 453 ± 2 Ma (comunicación verbal de P. Gromet en Whitmeyer y Simpson, 2003). Otras edades corresponden a pegmatitas, como por ejemplo las edades K-Ar sobre muscovita de pegmatitas turmaliníferas, que dan entre 430+10.4 y 421+9.9 Ma (López de Luchi *et al.*, 2002).

Según Fagiano *et al.* (2008), el Complejo Metamórfico Conlara es producto de procesos petrogenéticos ocurridos exclusivamente durante un estadío del Ciclo Orogénico Famatiniano y los sedimentos de su cuenca premetamórfica han sido interpretados como un prisma de acreción construido con posterioridad al desarrollo del orógeno Pampeano, cuya área fuente, precisamente, habrían sido las rocas del arco magmático Pampeano y los metasedimentos cámbricos que forman su roca de caja. Este nuevo complejo de subducción se habría formado en tiempos post- Pampeanos, previamente al magmatismo de arco Famatiniano. Los citados autores determinaron para el orógeno Famatiniano dos fases de deformación y metamorfismo (D1 M1 – D2 M2). El evento metamórfico M1 (T ~ 420 – 530 ºC y P < 5 Kbar) se habría desarrollado en la parte media a alta de esquistos verdes (zona biotita).

Sims *et al.* (1997) interpretaron que el Complejo Metamórfico Conlara deriva de sedimentitas del Cámbrico inferior que fueron metamorfizadas durante el Paleozoico inferior a medio. Le asignaron al complejo una edad cámbrica, basándose en dataciones U-Pb sobre circón y monazita metamórficos obtenidos en las sierra de Córdoba (Lyons *et al.*, 1997) que dieron una edad ~530 Ma (Camacho e Ireland, 1997).

Para Steenken *et al.* (2006), la edad mínima para la depositación del complejo, sobre la base de una datación U-Pb SHRIMP en circones detríticos, sería de 587+7 Ma. Otras dataciones sugieren que las condiciones de pico metamórfico se habrían alcanzado durante la Orogenia Pampeana (Steenken *et al.*, 2005, 2006, 2007), quienes también observaron xenolitos de esquistos bandeados dentro del Granito El Peñón, con una foliación interpretada como D2 y una edad de 497+8 Ma (Steenken *et al.*, 2006), lo que relacionaría el Complejo Conlara con el evento Pampeano cámbrico.

El Complejo Metamórfico Conlara podría correlacionarse con al menos una parte de las metamorfitas cartografiadas bajo la denominación de Gneises y esquistos Mojigasta (Bonalumi *et al.*, 1998 y Gaido *et al.*, 2005), aflorantes más al norte en el borde oeste de las sierras de Córdoba.

Complejo Metamórfico Pringles (3a, 3b)

3a gneises y esquistos, ortogneises, anfibolitas y rocas calcosilicáticas; 3b rocas ultramáficas.

Antecedentes

La denominación corresponde a Sims *et al.* (1997). Posteriormente fue denominado Complejo Basamental Oriental por von Gosen y Prozzi (1998) y Metamorfitas Las Higueras (Ortiz Suárez *et al.*, 2009).

Distribución areal

El Complejo Metamórfico Pringles aflora en el sector oeste de la hoja, entre Quines y La Carolina, formando una faja de orientación N-S entre el Complejo Metamórfico Conlara al Este y el Complejo Metamórfico Nogolí al Oeste.

Litología y estructura

Las rocas que componen el Complejo Metamórfico Pringles son esquistos y gneises formados a partir de protolitos pelítico- psamíticos y de rocas máficas. Dentro del complejo se observan cuerpos de ortogneises granodiorítico-tonalíticos, metacuarcitas, anfíbolitas, rocas calcosilicáticas y rocas ultrabásicas.

Los gneises están variablemente inyectados por venas y diques graníticos, pegmatíticos y aplíticos, pudiendo gradar a migmatitas (Sims *et al.*, 1997; von Gosen y Prozzi, 1998). Los gneises representan los dominios donde se han preservado paragénesis de mediano a alto grado (facies anfíbolita y granulita). Contienen cuarzo-feldespato- granate-sillimanita- biotita- magnetita +cordierita +espinelo. Afloran como rocas macizas, con un bandeado composicional que inclina con alto ángulo hacia el este y con una lineación mineral de igual buzamiento, definida por sillimanita + biotita (figura 10). El granate es típicamente porfiroblástico y junto con la cordierita se presenta intercrecido con feldespato potásico dentro de los leucosomas. Los leucosomas cortan el bandeado composicional y están generalmente aplastados en el plano de foliación y elongados paralelamente a la lineación de extensión. Por otro lado, pegmatitas cordieríticas cortan la fábrica gnéisica y son interpretadas como producto de fusión del proceso generador de leucosomas.

Los gneises presentan bandas de milonitas de alto grado que localmente contienen la asociación cordierita- sillimanita y ocasionalmente sobrecrecimientos de granate euhédrico a escala milimétrica, con inclusiones en forma de espiral. Las

Figura 10: Complejo metamórfico Pringles. Gneis Qzt- Pl- Bt-Sil. Foliación 320/45. Vista en planta. Co. Intihuasi. Punto 68-65°58'37,063"O, 32°51'30,526"S.

milonitas, al igual que los gneises, tienen lineaciones de estiramiento mineral. Los indicadores cinemáticos, tales como fábricas S/C y porfiroclastos rotados, señalan un movimiento con vergencia al Oeste.

Los contactos entre gneises y esquistos son transicionales, y es allí donde aparecen numerosos filones y venas de pegmatitas ricas en feldespato potásico. En los esquistos la asociación mineral es cuarzo- feldespato- granate- biotita-sillimanita. En muchos lugares puede observarse el bandeado composicional primario formado por la alternancia de unidades pelíticas y psamíticas. Esto no es tan evidente en los sectores de mayor grado metamórfico dentro del complejo.

Los filones de pegmatita con turmalina- apatita-granate +berilo, son abundantes en las zonas esquistosas y están asociados a intrusiones de leucogranito tipo S. Estas intrusiones se presentan en fajas donde se ha desarrollado una fábrica de cizalla con buzamiento al Este, con una lineación que inclina moderadamente al SE y un sentido de movimiento en extensión. La fábrica está definida por muscovita- biotita ± clorita, mientras que la lineación está localmente marcada por turmalina. Muchos cuerpos de pegmatita están fuertemente plegados y boudinados dentro de estas fajas. La foliación de los metasedimentos también está plegada y transpuesta, y la sillimanita está reemplazada por muscovita poiquilítica+ cuarzo y pequeñas hojas de muscovita. En algunos lugares, agujas de turmalina dispuestas radialmente y porfiroblastos de muscovita crecen sin orientación sobre la foliación secundaria.

Dentro de gneises y esquistos es posible observar algunos cuerpos alargados de rocas calcosilicáticas de tamaño métrico, compuestos por calcita, granate y diópsido. Estos cuerpos, a modo de boudines, estarían representando delgadas unidades carbonáticas originalmente continuas.

Cuerpos metabásicos con hornblenda+ ortopiroxeno+ clinopiroxeno se presentan estirados y desmembrados tectónicamente dentro de los paragneises. Contienen una foliación paralela a las cajas y a su vez los cuerpos individuales están elongados paralelamente a la lineación de estiramiento de los gneises. En los cuellos del boudinage suelen contener segregados de pegmatita. Los márgenes de los cuerpos mayores, y muchos de los más pequeños, presentan una recristalización con paragénesis metamórficas de alto grado hornblenda-piroxeno. Algunos cuerpos conservan en sus núcleos las texturas ígneas relícticas. Esto implica que las rocas máficas y ultramáficas se habrían intruido sincrónicamente con la deformación regional. Las rocas máficas y ultramáficas forman parte de lo que Sims *et al.* (1997) denominaron Grupo Las Águilas. Composicionalmente corresponden a dunitas, piroxenitas y hornblenditas. El ortopiroxeno es el mineral primario más abundante, acompañado de olivino, plagioclasa, clinopiroxeno, espinelo (cromita) y sulfuros (pirrotina, petlandita y calcopirita). El olivino está parcialmente alterado a serpentina, mientras que el clinopiroxeno es reeemplazado por clinoanfíbol. La flogopita se desarrolla a favor de los planos de deformación. Marcasita, covelita y pirita aparecen como sulfuros secundarios. Dentro de la hoja sólo se han reconocido dos de estos cuerpos en los alrededores del cerro Intihuasi.

Las anfíbolitas son más numerosas. Están constituidas por hornblenda y plagioclasa, con o sin ortopiroxeno, cantidades menores de cuarzo y fases accesorias (apatita, titanita, ilmenita y magnetita). La hornblenda primaria es reeemplazada por biotita y la secundaria reemplaza el ortopiroxeno. Otras fases secundarias incluyen epidoto, zoicita, clinozoicita y calcita.

Metavulcanitas de composición andesítica y riolítica se presentan como filones concordantes con los esquistos cuarzo biotíticos, formando cuerpos de alrededor de 1 m de potencia y que pueden alcanzar largos entre 50 y 300 metros. Brodtkorb *et al.* (1984) y Ortiz Suárez *et al.* (2009) denominaron metaandesitas (anfíbolitas) a las rocas de color verde oscuro, macizas, con textura porfírica relíctica, formadas por blastofenocristales de hornblenda en una matriz granoblástica formada por cuarzo, plagioclasa y biotita; y denominaron metariolitas a las rocas de color blanco amarillento a gris claro, con textura blastoporfírica, donde distinguieron fenocristales relícticos de cuarzo,

feldespato potásico y plagioclasa y porfiroblastos de muscovita, biotita y granate. Dichos autores también reconocieron pequeños cuerpos de turmalinitas de color negro y grano fino, formados por la alternancia milimétrica de bandas cuarzosas claras y otras ricas en turmalina color oscuro, que forman una laminación dispuesta según la foliación de los esquistos. Brodtkorb *et al.* (1984) sugirieron que la presencia de las metavulcanitas indicaría una actividad volcánica premetamórfica y que las turmalinitas serían expresiones exhalativas de dicho episodio.

Las rocas del Complejo Metamórfico Pringles sufrieron un metamorfismo de grado medio, con un pico térmico granulítico producido por la intrusión de las rocas máficas y ultramáficas asociadas a la zona de cizalla La Arenilla (González Bonorino, 1961; Sims *et al.*, 1997; Hauzenberger *et al.*, 2001). De acuerdo con los estudios realizados por Hauzenberger *et al.* (2001), el grado metamórfico del Complejo Pringles se ubicaría entre las facies de esquistos verdes y de anfibolita (570-600°C y 5-5.7 kbar) y localmente en la facies de granulita (740-790 °C 5.7-6.4 kbar). Los granitoides concordantes con la caja metamórfica presentan una asociación mineral cuya temperatura de formación es coincidente con la de los minerales metamórficos, que corresponden a una facies de anfibolita baja.

El desarrollo de porfiroblastos de muscovita, tanto en la caja como en los granitoides, podría indicar una recristalización por cizallamiento y por efecto térmico asociado a la intrusión de los granitos devónicos.

Relaciones estratigráficas

El Complejo Metamórfico Pringles involucra metasedimentitas con una edad de depositación entre el Cámbrico y el Ordovícico inferior. Las sedimentitas fueron intruidas por las rocas máficas y ultramáficas del Grupo Las Águilas alrededor de los 480 Ma, y por numerosos cuerpos de granito y pegmatitas. El análisis de circones obtenidos de un ortogneis félsico y de monacita de un gneis pelítico, sugiere que las rocas alcanzaron el pico metamórfico durante el emplazamiento del Grupo Las Águilas, alcanzando los 600ºC cerca de los 450 Ma (Camacho e Ireland, 1997). Aunque no se descarta una interpretación de un evento térmico regional (Sims *et al.*, 1998), la relación temporal entre el Grupo Las Águilas y el pico metamórfico del Complejo Pringles, sugieren que las rocas máficas y ultramáficas podrían haber sido la fuente térmica del metamorfismo.

La unidad está en contacto tectónico con el Plutón El Realito mediante una zona milonítica subvertical de rumbo aproximado N-S, denominada zona de cizalla La Arenilla. La cizalla afecta también a la Formación San Luis y los intrusivos graníticos y pegmatíticos. Hacia el Este, la zona de cizalla Guzmán lo separa del Complejo Metamórfico Conlara. El complejo está intruido por los plutones devónicos Las Chacras, Telarillo y El Hornito.

Edad y correlaciones

Las edades U-Pb SHRIMP de 460 – 450 Ma en bordes de circones y en monacitas de un gneis granatífero sillimanítico, fueron interpretadas como la edad del metamorfismo regional (Sims *et al.*, 1998). Los datos de los núcleos de circones, con distribución de picos entre el Neoproterozoico y el Cámbrico temprano (Sims *et al.*, 1998) fueron considerados como correspondientes a procesos del ciclo Pampeano en el área fuente, en especial el pico más importante a los 530 Ma. Los leucogranitoides contenidos en el Complejo Metamórfico Pringles, en la zona Loma Alta- Santo Domingo, estudiados por Llambías *et al.* (1991) han sido datados en 454+21 Ma (Rb-Sr roca total).

Por otro lado, Steenken *et al.* (2007) asignaron una edad cámbrica superior- ordovícica inferior a las facies granulíticas del Complejo Pringles, basándose en una datación U-Pb de 498+ 10 Ma.

La edad del Grupo Las Águilas has sido definida por dataciones U/Pb de circones obtenidos de los segregados félsicos asociados con las rocas ultramáficas. Los circones de estas fases tardías proveen una edad de cristalización de 478 ± 6 Ma (Camacho e Ireland, 1997).

2.1.3. ORDOVÍCICO

Formación San Luis (4a, 4b)

4a pizarras, filitas y metavulcanitas; 4b metaconglomerados.

Antecedentes

La unidad fue descrita conjuntamente con otras rocas esquistosas de los complejos metamórficos (Pastore y González, 1954; Kilmurray y Villar, 1981). La denominación Formación San Luis se debe a Prozzi y Ramos (1988), quienes además diferenciaron subunidades denominadas pizarras Santo Domingo, metaconglomerado Cañada Honda, metavulcanitas, metapsamitas, metapelitas y filitas. Un estudio de las metavulcanitas fue realizado por

Figura 11: Formación San Luis. Filitas (foliación 310/75). Vista al NE en una cantera. Santo Domingo. Punto 73- 65°54'59,047"O, 32°56'25,829"S .

Brodtkorb *et al.* (2009). Si bien Santa Cruz (1979) utilizó igual denominación para una unidad sedimentaria cuaternaria, se considera prudente mantener dicho nombre para esta unidad paleozoica ya que es de uso muy frecuente en numerosas publicaciones.

Distribución areal

La Formación San Luis aflora como dos fajas orientadas con rumbo NNE a lo largo de la sierra de San Luis. La más oriental se extiende desde Loma Alta hasta La Totora, donde es cortada por el batolito Las Chacras. Otros afloramientos menores forman fajas al este del cordón de El Realito, y más al norte, en el camino entre Quines y Zapallar. En la zona de trabajo, la Formación San Luis alcanza un ancho máximo de 7 km en sentido Este Oeste a la latitud de Paso del Rey. Buenas exposiciones de la unidad filítica pueden observarse en un tramo del camino que pasa por la estancia Los Cerros Largos; lo mismo que en la ruta que comunica este último lugar con la localidad de Las Chacras y, por la huella que va desde Paso del Rey hacia la zona de Santo Domingo, donde existen varias canteras en las que se explotan las pizarras para su uso como piedra ornamental (figura 11).

Litología y estructura

La Formación San Luis está compuesta por capas de filitas y meta areniscas en proporciones variadas, acompañadas por metavulcanitas ácidas. La unidad meta conglomerádica conocida como Metaconglomerado de Cañada Honda (Ortiz Suárez *et al.*, 1992) está intercalada en esta formación y suele alcanzar anchos de hasta 100 metros. En algunas zonas donde la roca tiene una granulometría más gruesa, es posible ver estructuras sedimentarias como estratificación gradada y entrecruzada.

La filita está formada predominantemente por cuarzo, clorita y sericita con proporciones menores de carbón orgánico (Prozzi y Rosso, 1990) y contiene cristales euhedrales de calcita y pirita secundarios. Las delgadas cuarcitas contienen cuarzo, clorita y pequeñas cantidades de muscovita, con calcita y epidoto como minerales secundarios. El conjunto es cortado por venas delgadas de cuarzo + pirita.

El Metaconglomerado de Cañada Honda consiste en clastos angulosos de metacuarcitas y filitas de tamaño centimétrico, inmersos en una matriz de grano fino a grueso (figura 12). Ortiz Suárez *et al.* (1992) observaron también la presencia de clastos de rocas metavolcánicas de composición riolítica y dacítica. Las intercalaciones de capas delgadas y discontinuas de metaareniscas y metapelitas, muestran estructuras en artesa y estratificación gradada. Una foliación milonítica anastomosada se desarrolla paralela a la estratificación del conglomerado y la mayoría de los clastos de cuarcita están recristalizados. La foliación milonítica es cortada subparalelamente por un clivaje que produce una superficie de crenulación.

Siguiendo a Brodtkorb *et al.* (2009), las metavolcanitas forman cuerpos elongados y concordantes con las parametamorfitas, y como habrían sido afectadas por los mismos procesos metamórficos, se las considera sinsedimentarias. Las metavolcanitas constituyen bancos paralelos de 1 a 2 m de espesor, como los que se han observado inmediatamente al NE del paraje Santo Domingo. La roca tiene en general una composición dacítica, con ligera tenden-

Figura 12: Formación San Luis. Metaconglomerado Cañada Honda. Punto 72- 65°55'47,239"O, 32°56'15,436"S .

cia riodacítica. La textura es blastoporfírica (relíctica de una textura primaria porfírica modificada por metamorfismo). Contiene entre 5 y 10% de fenocristales con tamaños entre 0, 5 y 3, 5 mm, que son principalmente de plagioclasa (oligoalbita-oligoclasa) y cuarzo; en menores proporciones se observaron feldespato alcalino y muscovita. La matriz es granoblástica a lepidogranoblástica, con granulometría fina (0, 03 - 0, 15 mm) y de igual composición que la de los fenocristales. Algunas veces la textura general tiende a ser esquistosa. En la zona de Cerros Largos, los citados autores hallaron una variedad litológica afírica, compuesta por un agregado de cuarzo microcristalino con plagioclasa (albita) subordinada, que esporádicamente forma tablillas y/o microlitas. Este agregado constituye el 95 % del total de la roca, en tanto el resto está formado por sericita, biotita, apatita, turmalina, zircón y rutilo. También advirtieron cierta fluidalidad remarcada por la disposición de las micas y la tinción ferruginosa.

Las rocas de la Formación San Luis tienen bajos valores de susceptibilidad magnética, salvo en las proximidades de las fajas miloníticas (zona de cizalla del río Guzmán) donde poseen valores más altos (Sims *et al.*, 1997).

La unidad ha sido afectada por dos deformaciones compresionales. La primera deformación produjo un plegamiento apretado isoclinal, con desarrollo de un clivaje de plano axial. La segunda deformación dio lugar a zonas de cizalla separadas por dominios con plegamiento abierto y desarrollo de clivaje de crenulación, superpuesto a la primera deformación. Alli donde los planos axiales de los dos plegamientos son subparalelos, la transposición de las rocas de grano fino da lugar al desarrollo de pizarras. La pizarra es de color gris oscuro, constituida por delgadas láminas de filita entre las que se intercalan, en menor proporción, finas capas de cuarcita. El metamorfismo regional corresponde a la facies de esquistos verdes de grado bajo.

Relaciones estratigráficas

La unidad sobreyace discordantemente a las rocas de alto grado del Complejo Metamórfico Pringles (480 Ma) y no ha sido afectada por la deformación que soportaron estas últimas. A su vez, la formación es intruida por la Granodiorita Tamboreo (472Ma), las tonalitas de la suite Bemberg (471Ma) y una serie de diques aplíticos y riolíticos que cortan también a la Granodiorita Tamboreo. En las proximidad de los intrusivos ordovícicos, la faja filítica presenta fenómenos de metamorfismo térmico. Los contactos de esta formación con los complejos metamórficos Conlara y Pringles fueron intensamente cizallados durante el Devónico; en estas zonas se ha desarrollado cianita, estaurolita y granate y, localmente, venas de pegmatita con cuarzo-feldespato- muscovita- cianita- estaurolita (Sims *et al.*, 1997). La unidad es truncada al norte por el batolito de Las Chacras.

Edad y correlaciones

La Formación San Luis fue interpretada como una secuencia turbidítica (Prozzi, 1990), que se habría depositado durante una fase extensional del Ciclo Famatiniano (Sims *et al.*, 1997). La edad de la Formación San Luis está controlada estructural y estratigráficamente. Las relaciones de yacencia descritas más arriba permiten asignar a la unidad una edad entre los 480 y 471 Ma, correspondiente al Ordovícico inferior.

Granitoides famatinianos (5)

Granitos, granodioritas y tonalitas.

En la sierra de San Luis se han reconocido varios plutones pertenecientes a un arco magmático relacionado con el Ciclo Orogénico Famatiniano. La intrusión de los granitoides ha sido interpretada como precinemática o sincinemática en relación a la fase orogénica principal del Ciclo Famatiniano (Llambías *et al.*, 1991; Ortiz Súarez *et al.*, 1992), considerando que el clímax tecto- metamórfico aconteció entre los 460 y 480 Ma (Sims *et al.*, 1998). En la sierra de San Luis, los granitoides de edad ordovícica tienen una susceptibilidad magnética que no supera 25 x 10^{-5} SI.

Granitoides El Realito

Antecedentes

Los Granitoides El Realito fueron cartografiados como una misma unidad ígnea conjuntamente con otros granitos del área (Pastore y González, 1954; González, 1957). Por su composición, metamorfismo y deformación, el plutón fue correlacionado con otros cuerpos ubicados más al sur, fuera de la hoja, que se identificaron como granitoides preorogénicos emplazados dentro del Complejo Metamórfico Nogolí. El plutón El Realito forma parte del grupo de tonalitas y granodioritas que constituyen los plutones Bemberg, Las Verbenas, El Tamboreo, Gasparillo y San Miguel (Zardini, 1966; Hack *et al.*,

1991; Sato, 1993; Brogioni *et al.*, 1994; Sato y Llambías, 1994; Sánchez *et al.*, 1996; Sato *et al.*, 1996; Llambías *et al.*, 1996; González y Llambías, 1998;). En conjunto constituyen una suite calcoalcalina, con granitoides tipo-I, metaluminosos a débilmente peraluminosos, característicos de un magmatismo de arco (Brogioni *et al.*, 1994; Sato *et al.*, 1996; Llambías *et al.*, 1998), asociado a los primeros estadios del ciclo Famatiniano (Sato *et al.*, 2003).

Distribución areal

El intrusivo forma el denominado cordón El Realito ubicado en el extremo noroeste de la sierra de San Luis, extendiéndose aproximadamente 26 km desde las inmediaciones de la ciudad de Luján hasta unos kilómetros al sur del río La Majada. Toma su nombre del cerro Realito (1.640 m snm). El cordón tiene una marcada asimetría topográfica, con fuertes pendientes al occidente y flancos orientales suaves.

Litología y estructura

La unidad está compuesta por monzogranitos, granodioritas, tonalitas y escasas dioritas/ gabros, conformando un extenso afloramiento elongado en dirección NNE (Brogioni *et al.*, 1994, 2005). Los granitos se encuentran en la zona central formando la cresta del cordón, mientras que las tonalitas se ubican en los bordes (figura 13), gradando a granodioritas hacia el oeste y a dioritas/ gabros hacia el este. El intrusivo presenta xenolitos de filitas y esquistos. En la zona centro-norte se observan diques de granitos emplazados en las tonalitas. Las rocas de composición diorítica son escasas y se localizan preferentemente en las adyacencias del contacto con las metamorfitas. El contacto oriental ha sido afectado por cizallamiento y las rocas están milonitizadas en grado variable.

Figura 13: Granitoides El Realito. Tonalita equigranular color gris. Las Cañitas, vista al N. Punto 96- 65°57'33,897"O, 32°30'25,984"S.

Las tonalitas se destacan por su coloración oscura y la abundancia de enclaves máficos. Son rocas de grano fino a medio, equigranulares a seriadas. Están compuestas por plagioclasa (15-41, 1%) oligoclasa-andesina, microclino (<16%) y cuarzo (10, 3-50, 8%); junto a biotita, epidoto y rara muscovita; en las zonas de borde se observa hornblenda (19, 1-28, 3%). Los minerales accesorios más frecuentes son titanita, apatita, allanita metamíctica y hematita. Suelen presentar una foliación definida por la orientación de biotita y lentes de cuarzo. Las tonalitas tienen 56, 75- 66, 01% de sílice.

Los monzogranitos son rocas equigranulares a seriadas de grano medio. Tienen plagioclasa (20, 8-42%) del tipo oligoclasa zonada y maclada, microclino pertítico (21, 5- 34%), cuarzo (27, 5- 38%) generalmente poligonal, biotita (1, 5%), muscovita (0, 5- 17, 1%) y granate. Los minerales accesorios son minerales opacos, apatita y raramente epidoto. La sílice alcanza entre 70, 68 y 74, 96% y químicamente se clasifican como granitos alcalifeldespáticos y sienogranitos.

El plutón está afectado por la misma foliación penetrativa que la roca de caja y parcialmente por fajas de cizalla dúctil dando lugar a una foliación milonítica.

Relaciones estratigráficas

El plutón El Realito habría intruido las metamorfitas previamente deformadas del Complejo Metamórfico Nogolí (Llambías *et al.*, 1996) y a las metasedimentitas aún sin deformar de la Formación San Luis (Sato *et al.* 1996; von Gosen, 1998a). Las formas primarias de los plutones y sus aureolas de contacto fueron modificadas por deformación y metamorfismo (facies esquistos verdes a anfíbolita), e internamente presentan una foliación heterogénea. En parte se hallan afectados por fajas de cizalla dúctil.

Edad y correlaciones

Los Granitoides El Realito son equiparables, dada su composición, metamorfismo y deformación, a las rocas de los plutones Bemberg, Las Verbenas, El Tamboreo, Gasparillo y San Miguel (Zardini, 1966; Hack *et al.*, 1991; Brogioni *et al*, . 1994; Sánchez *et al.*, 1996; Llambías *et al.*, 1996; González y Llambías, 1998; Sato, 1993; Sato y Llambías, 1994; Sato *et al.*, 1996).

Dataciones sobre los cuerpos de El Tamboreo y Bemberg arrojaron edades de cristalización de 470±5Ma y 468±6Ma (U-Pb SHRIMP, Sims *et al.*, 1998; Stuart-Smith *et al*, 1999). Sin embargo, un pico secundario de 496±8Ma en los datos SHRIMP de Bemberg puede ser interpretado como una edad de cristalización alternativa, asociada a pérdida de Pb (Stuart-Smith *et al.*, 1999); lo cual sería consistente con la edad de la isocrona Rb-Sr de 512±16Ma obtenida para el mismo plutón (Sato *et al.*, 1999); quienes relacionaron la pérdida de Pb ocurrida hacia los 468 Ma (Stuart Smith *et al.*, 1999) con el evento metamórfico que afectó los intrusivos.

Los monzogranitos de El Realito son también equiparables a otros cuerpos conocidos como Río Claro, Pantanos Negros, La Escalerilla, Río Quinto, ubicados más al Sur fuera de la Hoja (Carugno Durán *et al.*, 1992; Carugno Durán, 1998 a; Brogioni *et al.*, 1994; Sato *et al.*, 1996; Ortiz Suárez 1999; von Gosen, 1998 a, 1998 b; von Gosen *et al.*, 2002). Edades U/Pb en circones para los plutones La Escalerilla y Río Claro, dieron 507±24Ma y 490±15Ma, respectivamente (von Gosen *et al.*, 2002), y 477+5 Ma para Pantanos Negros (Sato *et al.*, 2003). La edad U-Pb SHRIMP en circón de 484 ± 7 Ma obtenida para un pequeño intrusivo granítico con granate, metamorfizado y alojado en el Complejo Metamórfico Pringles, en estrecha relación espacial con los intrusivos máficos y ultramáficos, es considerada también como edad de cristalización (Sims *et al.*, 1998).

Tonalita Quines

Antecedentes

La Tonalita Quines fue estudiada por Erroz (2006) y Erroz y Ortiz Suárez (2008), autores que vincularon el intrusivo con los cuerpos precinemáticos de la sierra de San Luis; también la asociaron con la serie diorita-tonalita-granodiorita de Brogioni *et al.* (2005) y con la suite de granitos y granodioritas ordovícicas de López de Luchi *et al.* (2007).

Distribución areal

La Tonalita Quines se halla en el NO de la sierra de San Luis, próxima a la ciudad de Quines. Forma un cuerpo de unos 15 km^2, con el eje mayor orientado con rumbo NE, paralelo a la foliación principal del basamento metamórfico. El extremo norte está intruido por el Granito La Población.

Litología y estructura

La unidad está constituida por una roca de composición tonalítica de aspecto macizo y foliado, que presenta abundantes enclaves oscuros de tamaños decimétricos, orientados y elongados (figura 14). La foliación está definida por la orientación de las biotitas y los enclaves. Los planos de foliación son paralelos a los bordes del cuerpo, con direcciones de buzamiento entre 290º - 270º y alto ángulo. En la zona central la tonalita tiene un aspecto macizo y, gradacionalmente, se hace más foliada hacia los bordes.

El contacto con la caja metamórfica es neto y no se han observado fenómenos de metamorfismo térmico. Al norte de El Zapallar se reconocieron pequeñas apófisis tabulares de estas rocas cortando los gneises (Erroz y Ortiz Suárez (2008).

La roca tiene color gris oscuro a claro y una textura equigranular de grano medio a fino. Está compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda como minerales esenciales; muscovita, feldespato potásico, epidoto, circón y apatita como accesorios y sericita como secundario.

Los enclaves tienen una composición cuarzo-diorítica, con una textura de granulometría fina, formados principalmente por plagioclasa, biotita y cuarzo; epidoto, apatita, turmalina y circón son accesorios. Están elongados paralelamente a la foliación de la tonalita y pueden tener o no bordes de reacción. También se han encontrado enclaves ultramáficos compuestos principalmente por anfíbol, plagioclasa y biotita. Los xenolitos metamórficos tienen tamaños de decenas a cientos de metros y están compuestos principalmente por esquistos y metacuarcitas, con desarrollo de porfiroblastos de muscovita.

Figura 14: Tonalita Quines. Enclaves aplastados según la foliación 352/80. Punto 260- 65°46'5,472"O, 32°15'43,161"S .

Relaciones estratigráficas

La Tonalita Quines intruye el Complejo Metamórfico Pringles. Venas cuarzo feldespáticas, posiblemente relacionadas con los intrusivos devónicos, atraviesan la tonalita y sus enclaves en varias direcciones.

Edad y correlaciones

A la fecha no se han realizado dataciones de este intrusivo. Las relaciones de yacencia junto con las características litológicas y estructurales observadas en el afloramiento, similares a los granitoides pre a sincinemáticos descritos en la sierra de San Luis, permiten asignarle una probable edad ordovícica inferior.

Granito El Peñón

Antecedentes

El cuerpo ha sido mencionado por Methol (1971) y descrito parcialmente por (Ortiz Suárez, 1983 y Ulacco, 1992). Estudios petrológicos y estructurales fueron realizados por Llaneza y Ortíz Suárez (2000). Sobre la base de dataciones K/Ar sobre muscovita, Steenken *et al.* (2004) estudiaron la historia de enfriamiento del granito y su encajonante metamórfico.

Distribución areal

El Granito El Peñón está ubicado a unos 7 km al oeste de Concarán y es atravesado en su parte media por la ruta que va a Libertador General San Martín. Posee una forma alargada en sentido N-S y sus dimensiones son 16 km de largo por 6, 5 km de ancho, cubriendo una superficie de aproximadamente 85 km^2.

Figura 15: Granito El Peñón. Monzogranito foliado equigranular. Foliación 300/80. Vista al Sur. Punto 101-65°20'11,66"O, 32°31'44,181"S

Litología y estructura

Llaneza y Ortiz Suárez (2000) diferenciaron una facies de monzogranito muscovítico de grano grueso y otra de sienogranito leucocrático de grano fino que forma pequeños afloramientos sobre el borde este del intrusivo. Se han reconocido también diferenciados pegmatíticos irregulares de varios metros de ancho

El cuerpo se dispone armónicamente con la estructura del Complejo Metamórfico Conlara, pero localmente los contactos son discordantes con los esquistos que hacen de caja. En el afloramiento se puede observar que la roca presenta una foliación bien desarrollada debido a la orientación de cristales de feldespato, agregados de cuarzo y cristales de muscovita (figura 15); paralela a la foliación regional de rumbo NNE de los gneises del Complejo Conlara. Xenolitos de metamorfitas de la caja son comunes en el interior del cuerpo.

El monzogranito es una roca de color gris de grano grueso, compuesta por cuarzo, microclino, plagioclasa y muscovita, con minerales accesorios como turmalina, apatita y circón. Las microestructuras observadas por Steenken *et al.* (2005) documentan una continuidad entre el estado magmático y el estado sólido de alta temperatura, indicando un emplazamiento sincinemático del plutón en tiempos de la deformación principal de los gneises y esquistos del Complejo Conlara.

Edad y correlaciones

Una datación U/Pb SHRIMP sobre circones del Granito El Peñón, dio una edad de 497 ±8 Ma (Steenken *et al.*, 2005). Sin embargo, las relaciones de yacencia junto con las características litológicas y estructurales observadas en el afloramiento, similares a los granitoides pre a sincinemáticos descritos en la sierra de San Luis, sugieren una edad ordovícica inferior.

Tonalitas Rodeo Viejo

La unidad fue mencionada por Perino (1950), Methol (1971) y Ulacco (1992) y descrita por Ortiz Suárez (1983).

Se compone de cuerpos aislados de composición principalmente tonalítica ubicados en los alrededores de Rodeo Viejo, a unos 8 km al oeste de Bajo de Véliz, que intruyen concordantemente al Complejo Metamórfico Conlara. Sus dimensiones varian entre 4 y 32 km^2, los más conocidos son los plutones de Rodeo Viejo, El Salado y Las Cienaguitas.

Los contactos con las cajas metamórficas son netos, concordantes y en parte interdigitados. En los bordes se observa disminución del tamaño de grano y fenómenos de metamorfismo de contacto. Los intrusivos contienen xenolitos de metamorfitas, presentan frecuentes diaclasas y son atravesados por diques de pegmatitas, aplitas, lamprófidos - basaltos y venas hidro-termales

Los cuerpos tienen una composición predominantemente tonalítica y en menor medida diorítica. Las rocas tienen coloraciones entre gris blanquecino a gris rosado, presentan una textura equigranular, de granulometría fina a gruesa, con desarrollo de cristales de microclino de mayor tamaño. Presentan una foliación débil, coincidente con la de los esquistos de la caja, dada principalmente por la orientación de biotita. La composición mineral es cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita y muscovita, junto a circón, apatita, granate y fibrolita como accesorios. La susceptibilidad magnética de la roca medida in situ es alta, con valores entre 3000 y 4000 SI x10^{-5} SI.

Microscópicamente poseen textura granular allotriomorfa y están compuestas por plagio-clasa, cuarzo, anfíbol y biotita como minerales esenciales. En menor cantidad se observa muscovita, titanita y apatita, y ocasionalmente turmalina y granate, epidoto, zoicita, clinozoicita, clorita y sericita, como así también minerales de alteración.

Las dioritas tienen coloración gris verdosa a casi negra, son equigranulares, de granulometría mediana, pero cuando el anfíbol tiene buen desarrollo su textura es porfírica con pasta de grano medio. Al microscopio presentan textura granuda allotriomorfa y están formadas por plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita, y los minerales accesorios son apatito y escaso cir-cón.

En el camino que va desde Santa Rosa de Conlara hacia Lafinur, a la altura de la estancia El Sueño del Nono (65°13’20"O, 32°15’49"S), afloran unos cuerpos de composición tonalítico- diorítica de color gris verdoso, equigranulares de granulometría media, compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda, con clorita y hematita como minerales de alteración. La roca está foliada y tiene xenolitos de las cajas esquistosas. La susceptibilidad magnética es alta, entre 500 y 1500 SIx10^{-5}. Más al norte, en las proximidades de Punta del Agua (65°14’28"O, 32°11’31"S), el camino corta un cuerpo de composición diorítica, color verde claro, equigranular de granulometría fina, débilmente foliado (65/80), que está atravesado por venas de cuarzo hidrotermal con sulfuros (orientadas preferentemente 335/30 y 40/60).

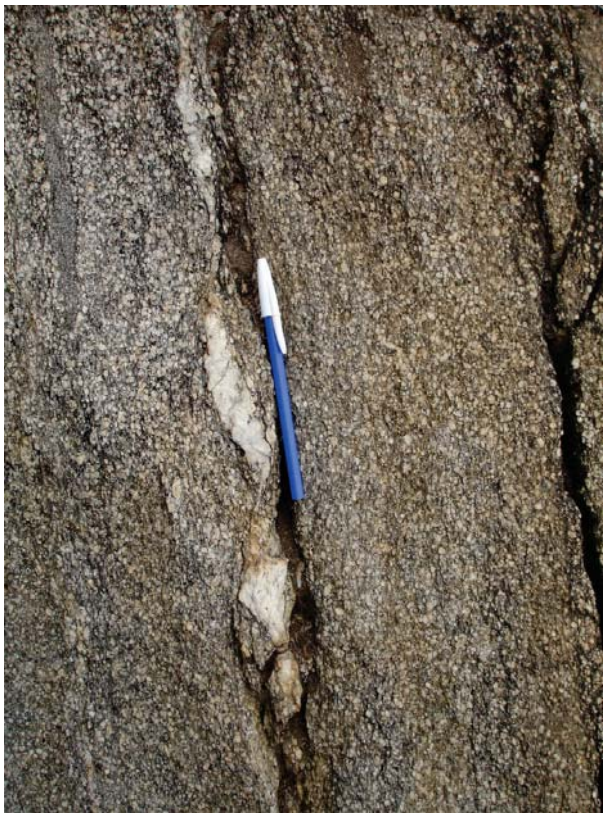

Figura 16: Cizalla La Arenilla. Granito con foliación milonítica 285/80. Vista al sur, dique de Lujan. Punto 144, 65°54'45,397"O 32°24'1,371"S

La composición modal (Llambías *et al.*, 1996), ha permitido clasificarlos como granodioritas con diferenciados hacia monzogranitos y tonalitas. La mayoría de las rocas tiene muscovita y granate, lo que indicaría un carácter peraluminoso, si bien análisis químicos de elementos mayoritarios y traza los agrupan como rocas metaluminosas a peraluminosas.

Otros cuerpos

Dentro de los complejos metamórficos se han observado otros intrusivos de variada composición, que por su yacencia y foliación interna han sido incluidos en este grupo de plutones famatinianos. Constituyen cuerpos relativamente pequeños y alargados, dispuestos armónicamente con la estructura regional, plegados y comúnmente acompañados de filones pegmatíticos.

Al sur del Granito El Peñón, entre La Cocha y San Pablo, afloran varios cuerpos orientados con rumbo NNE y dispuestos a lo largo de unos 4 km, con anchos que no superan los 80 m, que han sido descritos por López de Luchi (1987) como granitoides La Tapera. Los contactos con la caja son concordantes y netos; presentan un borde tonalítico, una zona interna monzogranítica a sienogranítica y

diferenciados aplo-pegmatíticos. Observaciones en el corte del camino entre Villa Praga y Tilisarao (65°23'30"O, 32°37'24"S) muestran una roca de textura equigranular de grano medio, color gris claro, con foliación débil 105/40 y susceptibilidad magnética muy baja. La composición es plagioclasa (andesina-oligoclasa), microclino, biotita, muscovita, apatita y granate. Las variedades petrográficas son tonalitas, granodioritas, monzogranitos, leuco granodiorita y leucogranito. La composición química indica que son rocas metaluminosas a peraluminosas con más del 1% de corindón normativo, tratandose de un granito tipo S orogénico, intruido en una etapa cercana al pico del evento orogénico (López de Luchi, 1987). Una edad Rb/Sr determinada a través de una isócrona dio 485± 30 Ma (López de Luchi, 1987).

Otros que se disponen en una faja de rumbo NNE que va desde las cercanías de Loma Alta, bordeando el batolito de las Chacras hasta Quines en el norte, han sido agrupados como granitoides sincinemáticos (Llambías *et al.*, 1991; Ortiz Suárez *et al.*, 1992). Algunos cuerpos han recibido denominaciones como Cerro Pelado y Cruz de Caña (Llambías *et al.*, 1996) o Granitoides Potrero de Gutiérrez (Ortiz Suárez *et al.*, 2009). En la zona del dique de Luján, los granitoides están afectados por la cizalla La Arenilla (figura 16).

Al este de Villa Praga, en el camino que va hacia Guanaco Pampa, aflora un cuerpo alargado de composición granodiorítica- tonalítica que cubre un área de unos 13 km^2. La roca es de color gris, textura equigranular de granulometría media, formada por cuarzo, plagioclasa y biotita, con blastesis de muscovita sobreimpuesta a la fábrica primaria. Algunos cristales de feldespato de mayor tamaño forman «ojos» paralelos a la foliación interna de la roca (60/30). Esta foliación coincide con la orientación de los planos axiales de grandes pliegues marcados por los filones granítico- pegmatíticos dentro del complejo metamórfico. La roca presenta xenolitos de los esquistos de la caja. Los contactos del cuerpo son subconcordantes con las cajas y hacia el oeste el contacto es por falla.

En la zona de Las Cañas un pequeño intrusivo de forma lenticular, de 2000 m de largo por 800 m de ancho, está dispuesto concordantemente con la estructura de las metamorfitas. El cuerpo ha sido estudiado por Ortiz Suárez *et al.* (2012), quienes observaron que está formado predominantemente por gabros y una facies tonalítica restringida a la zona de borde; en el centro contiene pequeños cuerpos de rocas ultramáficas. La petrografía está representada por tonalitas con biotita y plagioclasa, gabros con anfíbol y hornblenditas piroxénicas parcialmente serpentinizadas.

Los granitos que afloran en la zona de Paso Grande (65°39'53"O, 32°50'27 «S) forman cuerpos de hasta 3 km^2, más o menos alargados y que parecen ocupar las zonas de charnelas de los grandes pliegues que afectan el complejo metamórfico. Las rocas son de color rosado, equigranulares de grano medio (3- 4mm), formadas por cuarzo, feldespato, poca biotita y granate (<1mm). En la zona, filones de composición similar se intercalan entre los esquistos.

Granitoides de la sierra de Comechingones

En la sierra de Comechingones afloran pequeños cuerpos graníticos orientados siguiendo la foliación y el plegamiento regional del basamento metamórfico.

El intrusivo conocido como Granito Cañada de Álvarez se encuentra a unos 2 km al oeste de ese paraje y se accede al mismo por el camino que conduce al puente Videla sobre el río Quillinzo. El afloramiento ocupa una superficie de unos 4 km^2. El granito forma un cuerpo de contornos irregulares que se distingue por sus afloramientos redondeados; ha sido estudiado petrográficamente por Guereschi (1992) quién describe una roca equigranular de grano grueso y por sectores porfírica, que presenta coloraciones blanco grisáceas a gris rosado. Está compuesta por cuarzo, plagioclasa, fenocristales tabulares orientados de microclino y escasa biotita; con sillimanita, apatita, circón, monacita y turmalina como accesorios. Modalmente, su composición es monzogranítica a granodiorítica. En los bordes del cuerpo se presentan enclaves de gneis granatífero, de tamaños decimétricos y concentraciones nodulares de cuarzo lechoso. Presenta una foliación marcada por la orientación de fenocristales de microclino, hojas de biotita y blastesis de cuarzo, coincidente con la foliación de la caja.

Al sur del anterior, a unos 15 km al NO de Río de Los Sauces, aflora un pequeño cuerpo de forma elíptica y orientación E-NE. Sus dimensiones son 1700 x 850 metros y cubre un área de 1, 17 km^2. Se destaca en el paisaje por el marcado resalto de relieve, pendientes convexas y su coloración rojiza, por lo que se lo conoce como plutón Los Colorados. El intrusivo ha sido estudiado y clasificado como

granito álcali-feldespático por Guereschi (1992) y como monzogranito por Demichelis *et al.* (1997); está constituido principalmente por un monzogranito color gris rosado a pardo rojizo, de grano medio a grueso; compuesto por abundante microclino, cuarzo, plagioclasa, muscovita y biotita; la zona central presenta biotita y sillimanita, mientras que hacia los bordes domina la muscovita y escaso granate, junto a minerales opacos. La roca tien una foliación marcada por la orientación de la biotita y un diaclasamiento de diseño ortogonal; presenta enclaves ricos en biotita y xenolitos de la caja de dimensiones variadas, dispuestos de acuerdo a la foliación. Los bordes del granito cortan la foliación de la caja con contactos netos; en la zona del contacto la metamorfita está muy plegada y cortada por diques provenientes del granito.

Al sur y oeste del cerro San Lorenzo, inmediatamente al norte de Río de Los Sauces, se observan afloramientos de granitoides de color claro que han sido descritos y estudiados por Guereschi (1992) y Murray y Fagiano (2010). El cuerpo mayor, conocido como Granito Los Cocos, posee una forma elongada 2, 5 km y un ancho de 1 km. La roca es de color gris claro, tiene una textura equigranular de grano medio, y está compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa y biotita, con escaso feldespato potásico y granate, muscovita secundaria y sillimanita fibrolítica; por su composición se clasifica como granodiorita biotítica. La biotita está orientada formando bandas y schlieren paralelas a la foliación de los gneises, con rumbo general NO y a modo de secuencia homoclinal inclinan al NE. En los afloramientos cortados por la ruta provincial 23, a unos 2 km al Norte de Río de Los Sauces, se observa que el granito posee un clivaje de fractura 235/85 paralelo a planos axiales del plegamiento regional. El granito Los Cocos presenta xenolitos de esquistos de formas lenticulares que pueden alcanzar tamaños métricos; además, contiene abundantes venas y «ojos» de cuarzo. Se observan coronas de plagioclasa alrededor de granate, de muscovita alrededor de sillimanita y biotita alrededor de granate, que indicarían una retrogradación. En las bandas cizalladas se desarrolla sericita.

Pegmatitas (6)

Si bien hay varias generaciones de pegmatitas que intruyen los complejos metamórficos de San Luis y Córdoba -unas se generaron durante el pico metamórfico M1 de edad Cámbrica, entre los 530 y 515 Ma y están restringidas al Complejo Metamórfico Comechingones, y otras se emplazaron durante el pico metamórfico ordovícico M2. Los cuerpos pegmátiticos más voluminosos y de amplia distribución dentro de los complejos metamórficos Conlara y Pringles se habrían emplazado posteriormente al evento M2, alrededor de los 460 Ma, en estrecha vinculación con los granitos famatinianos.

Siguiendo a Sims *et al.* (1997), las pegmatitas constituidas por turmalina- apatita- granate± berilo ocurren dentro de los esquistos y están asociadas con intrusiones de leucogranitos tipo S dentro de fajas de cizalla, que buzan al este con bajo ángulo y desplazamiento normal (en extensión) con una lineación mineral que inclina al SE. La fábrica milonítica está definida por la presencia de muscovita- biotita+ clorita, mientras que la lineación está localmente definida por turmalina. Muchos de estos cuerpos pegmatiticos están fuertemente plegados y desmembrados dentro de la fábrica milonítica. Pegmatitas de cuarzo- feldespato- muscovita- cianita- estaurolita se desarrollan localmente en las zonas cizalladas del contacto entre la Formación San Luis y los complejos Pringles y Conlara. Las pegmatitas asociadas con leucogranitos y granodioritas se vinculan con zonas de deformación extensional desarrolladas al final del ciclo tectónico Famatiniano, acompañadas de una retrogradación de las paragénesis de alto grado del Complejo Metamórfico Pringles con el desarrollo de muscovita y turmalina a expensas de sillimanita y biotita. En estas pegmatitas Linares (1959) obtuvo una edad U-Pb en uraninita de 460 Ma y representarían el colapso extensional del orógeno Famatiniano (Sims *et al.*, 1998).

2.1.4. DEVÓNICO- CARBONÍFERO INFERIOR

Rocas miloníticas en zonas de cizalla (7)

Antecedentes

Las fajas de cizalla que atraviesan la hoja tienen rumbos N-S a NO y por lo general inclinan hacia el Este, predominando los movimientos inversos con vergencia al Oeste. Las zonas de cizalla ponen en contacto terrenos de diferentes profundidades y han contribuido a la exhumación de los complejos metamórficos y a un engrosamiento cortical. Entre los trabajos más importantes realizados sobre estas zonas de alta deformación, pueden citarse a Martino (1993), Sims *et al.* (1997), Fagiano *et al.* (1999). Gromet *et al.* (2001), Martino (2003), Whitmeyer y

Simpson, (2003) y Fagiano *et al.* (2002, 2006a, 2008).

Dentro de las zonas de cizalla es común observar lentes boudinadas de pegmatita con muscovita y pequeñas cantidades de biotita, granate o turmalina. Los cuerpos presentan una foliación milonítica penetrativa defida por bandas de cuarzo poligonal recristalizado y láminas de muscovita deformada; también una lineación marcada por la elongación de cuarzo y mica.

Zona de cizalla Tres Árboles- Las Albahacas- Las Lajas

La faja de cizalla Tres Árboles (Gromet *et al.*, 2001, Whitmeyer y Simpson, 2003) es una de las zonas de deformación más importantes de las Sierras Pampeanas. Limita el borde oeste de las sierras de Córdoba, separando dos terrenos metamórficos: el Complejo Comechingones cámbrico y el Complejo Conlara ordovícico. También ha sido denominada faja de deformación Guacha Corral (Martino, 1993, 2003), ya que la naciente de dicho río corta la cizalla en el borde este del batolito Cerro Áspero.

La cizalla se extiende a los largo de 250 km y la mineralogía de las milonitas indica que se desarrolló a una profundidad cortical entre 8 y 22 kilómetros. El ancho expuesto de la zona es de 12 km al norte del batolito de Cerro Áspero, disminuyendo hacia el norte hasta 5 km, donde expone niveles corticales menos profundos. La sección más profunda (a la altura de Merlo) es una ancha zona de rocas miloníticas y ultramiloníticas en facies anfibolita, con sólo pequeñas proporciones de protomilonita (figura 17 a y b). Afloramientos de la faja de cizalla también se han reconocido sobre el piedemonte occidental de la sierra de Comechingones, entre las fallas frágiles Comechingones y El Molino, en los alrededores de Luyaba y Merlo. Hacia el norte, las ultramilonitas muestran profundidades intermedias con crecimiento de clorita, correspondiendo a niveles más someros donde las rocas fueron deformadas en un régimen cercano a la transición dúctil – frágil, dando como producto milonitas, cataclasitas, bandas de cizalla y pseudotaquilitas (sección Los Túneles, fuera de la Hoja). Hacia el sur, la faja de cizalla rodea por el este al batolito Cerro Áspero y continua luego con rumbo SSO donde se resuelve como estrechas fajas de 100 a 200 m de potencia intercaladas con gneises menos deformados (Fagiano *et al.*, 1997). Una de estas zonas está bien expuesta en el balneario de Las Albahacas. Hacia el sur, pasando la estancia Los Chañares, la cizalla toma un rumbo hacia el SSE. Una zona de alta deformación de 2 km de ancho, rumbo NO e inclinación al Este, ha sido denominada metamorfitas Loma Blanca (Otamendi *et al.*, 1996) y cizalla Las Lajas (Sims *et al.*, 1997). En este sector se observa una melange de rocas metamórficas e intrusivas limitadas por fallas. Su continuación hacia Sampacho (hacia el SE, fuera de la Hoja) por debajo de la cubierta sedimentaria cenozoica, fue inferida mediante imágenes aeromagnéticas (Sims *et al.*, 1997).

La Cizalla Tres Árboles tiene contactos graduales con el complejo y es común encontrar secuencias que gradan desde estromatitas deformadas a protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. En ella se conservan grandes sectores donde la deformación ha sido menor y los cuerpos tabulares de anfibolitas se

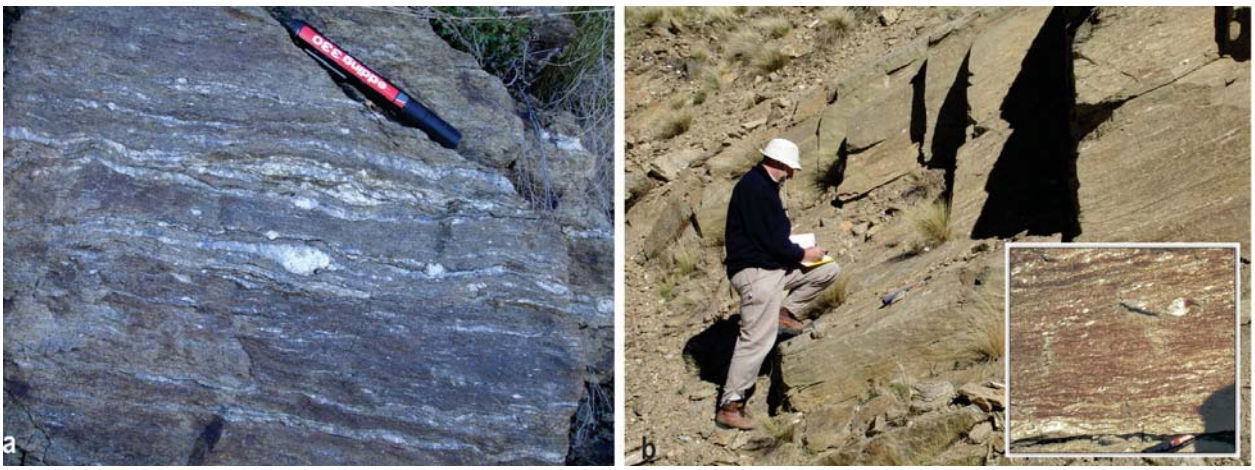

Figura 17: Cizalla Tres Arboles. a) Milonita con ojos de plagioclasa y cintas de cuarzo. Foliación 80/20. Cuesta al este de Merlo. Punto 168- 64°57'5,271"O, 32°21'24,41"S. b) Afloramiento de milonita en la zona del Co El Tren, vista al SE. (foliación 60/30). Detalle textural. Punto 170- 64°55'47,928"O, 32°22'23,587"S .

disponen siguiendo un patrón anastomosado. Las milonitas tienen una matriz color gris oscuro a negro y de grano fino, donde resaltan los porfiroclastos de minerales félsicos. De acuerdo con las condiciones de deformación, se desarrollaron de manera secuencial dos tipos de asociaciones en la matriz, una de alta temperatura compuesta por neobiotita, sillimanita acicular y fibrolita y otra de menor temperatura constituida por clorita, sericita y muscovita de grano fino. El cuarzo muestra recristalización en subgranos, cintas y poligonación. Los porfiroclastos son en su mayoría de plagioclasa y en menor proporción de feldespato potásico y cuarzo. Presentan en sus extremos sombras de presión simétricas y asimétricas rellenas de cuarzo y rodeados por colas de filosilicatos (Fagiano *et al.*, 2002). Las rocas dentro de la zona de cizalla tienen una foliación y lineación mineral con buzamientos de 30 a 50º al este. Los indicadores cinemáticos muestran movimientos inversos Este sobre Oeste. Estudios geobarométricos realizados sobre muestras de granate, biotita y sillimanita, pre a sin deformación, dieron temperaturas entre 540ºC y 590ºC, con presiones de aproximadamente 3– 6 kbar (Whitmeyer y Simpson, 2003).

Dentro del Complejo Metamórfico Comechingones, al este de la cizalla Tres Árboles, se presentan otras estrechas zonas de alta deformación con rumbo NO, a las que se asocian cuerpos de rocas máficas y ultramáficas conocidos como cerro San Lorenzo, Cama Cortada, Los Guanacos y Suya Taco (Escayola *et al.*, 1996).

De acuerdo con Fagiano *et al.* (2002), las fajas de cizalla que afectaron los complejos metamórficos cámbricos estarían vinculadas con la Orogenia Famatiniana.

Figura 18: Cizalla La Arenilla. Milonitas bordeando por el este al Plutón El Realito. Foliación 110/90. Vista al N. Punto 98- 65°57'25,942"O, 32°30'33,545"S.

Zona de cizalla Río Guzmán

La cizalla Río Guzmán se extiende de Norte a Sur desde el batolito de Las Chacras hasta las proximidades de Saladillo (fuera de la Hoja). La zona tiene un ancho de alrededor de 1000 m y puede seguirse como un fuerte lineamiento en las imágenes aeromagnéticas (Sims *et al.*, 1997). Dentro de la cizalla se observa una milonita finamente bandeada con alto buzamiento al este que separa el Complejo Metamórfico Conlara de las filitas de bajo grado de la Formación San Luis, aunque afecta principalmente la unidad filítica. La milonita está formada por una asociación cuarzo- clorita- sericita+ magnetita con una lineación mineral de estiramiento subvertical. Al Este de la zona de cizalla, las rocas del Complejo Metamórfico Conlara contienen cristales relícticos de cianita, estaurolita y granate que sugieren que la cizalla podría haberse iniciado a altas presiones. Los indicadores cinemáticos del tipo S-C y las bandas de cizalla asimétricas están bien desarrollados e indican un movimiento del bloque Este sobre Oeste. El grado metamórfico y los indicadores cinemáticos muestran una similitud con la cizalla Las Lajas de la sierra de Comechingones (Sims *et al.*, 1997).

Zona de cizalla La Arenilla

Esta faja de deformación ha sido descrita por von Gosen y Prozzi (1998). Tiene un desarrollo de más de 100 km de largo con rumbo NNE. Dentro de la hoja se extiende a lo largo de 47 km desde el cerro Negro hasta Quines, pasando por el embalse del río Luján y El Zapallar. Alcanza un ancho máximo de unos 4 kilómetros.

La cizalla La Arenilla constituye el contacto entre el Complejo Metamórfico Pringles y el plutón El Realito (figura 18). Cuerpos de rocas máficas y ultramáficas están contenidos en la faja de milonítica. Hacia el Sur, fuera de la hoja, la cizalla bordea el Granito La Escalerilla por el Este. La cizalla es subvertical o buza con alto ángulo hacia el Este y tiene una cinemática inversa, con una componente de rumbo sinestral.

Edad y correlaciones

Las dataciones realizadas sobre rocas de zonas de cizalla dúctil representan edades de neominerales que varían entre 414 y 351 Ma (Devónico-Carbonífero Inferior). En forma simultánea y también con posterioridad, se intruyeron granitoides de formas circulares, ricos en potasio, que sugieren estar

relacionados con una corteza engrosada y en transición a intrusivos anorogénicos (Sato *et al.*, 2003). Las edades Ar-Ar en muscovita de la zona milonítica La Arenilla son de 366 ± 2 Ma en la parte central y de 375 ± 1 Ma para la parte sur de la sierra (Sims *et al.*, 1997).

Dataciones K-Ar realizadas sobre las fajas miloníticas (Steenken *et al.*, 2004) han permitido separar tres dominios: (1) edades K-Ar sobre muscovita de 359 Ma, consistentes con los resultados de Sims *et al.* (1998), para la cizalla Río Guzmán, (2) edades K-Ar sobre biotita por debajo de los 335 Ma que han sido relacionadas con la historia de enfriamiento post-Achaliana y (3) edad K-Ar de 300 Ma, obtenida de las fracciones más finas de mica, que se relaciona con los últimos desplazamientos de las fajas miloníticas.

Dataciones Ar-Ar sobre sericitas provenientes de la fábrica milonítica de la cizalla Río Guzmán, indican una edad de formación que varía entre los 360 y 350 Ma (Camacho e Ireland, 1997). Considerando que la cizalla es truncada por el batolito Las Chacras esta edad sería el límite inferior de la intrusión. Adicionalmente, la zona es intruida por numerosos diques no deformados de lamprófiro y ha sido reactivada por el fallamiento terciario.

Granitoides Achalianos (8)

Monzogranitos porfíricos y equigranulares, cuarzosienita porfírica, leucomonzagranitos y granodioritas.

Los Granitoides Achalianos fueron intruidos entre 393 ± 5 Ma (Granito Renca, Stuart-Smith *et al.*, 1999) y 368 ± 2 Ma (granito de Achala, Dorais *et al.*, 1997). Las edades Ar- Ar en muscovitas y/o sericitas originadas durante el cizallamiento permitieron acotar la deformación entre los 385 y los 355 Ma, con un máximo a los 370 Ma (Camacho, 1997). Esta simultaneidad de deformación y magmatismo en un período discreto llevó a Stuart-Smith *et al.* (1999) a proponer un nuevo ciclo tectónico y magmático, diferente y separado del Famatiniano, que denominaron Ciclo Orogénico Achaliano. La orogenia achaliana en las Sierras Pampeanas está caracterizada por la intrusión de un conjunto de batolitos y cuerpos menores, formados en el marco de una tectónica compresiva y engrosamiento

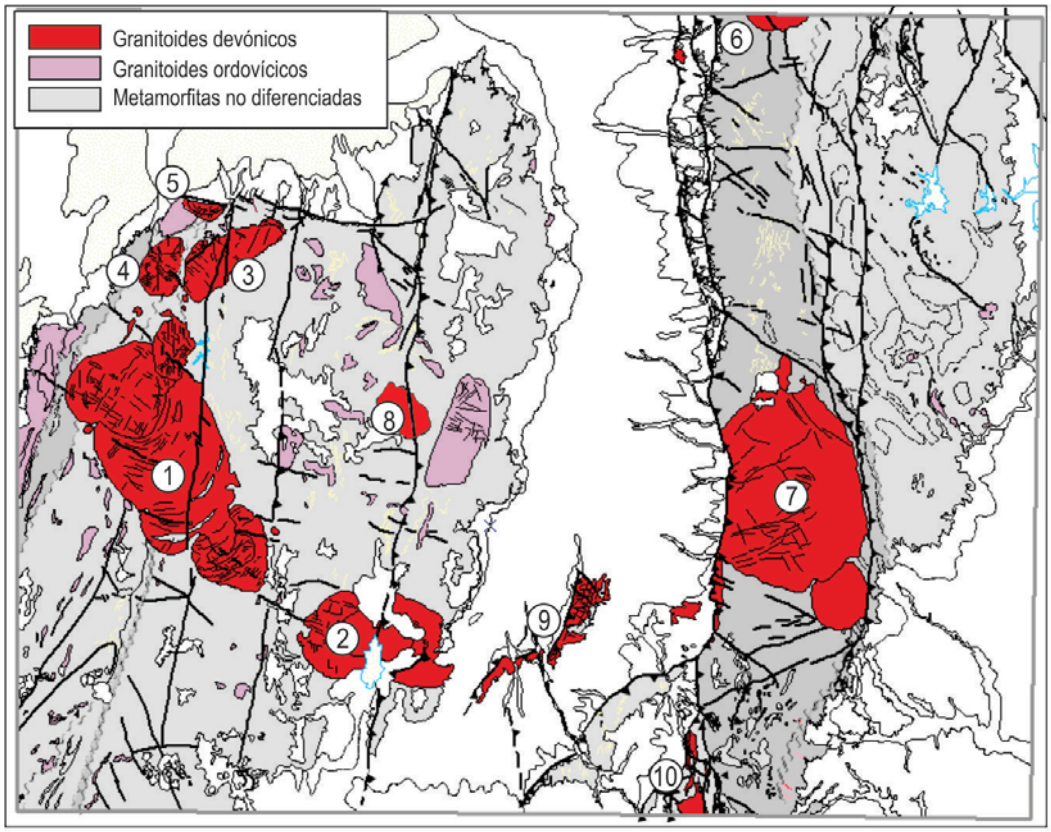

Figura 19: Granitoides achalianos. 1- Batolito Las Chacras Piedras Coloradas, 2- Batolito de Renca, 3- Plutón El Hornito, 4- Plutón El Telarillo, 5- Plutón La Población, 6- Complejo magmático de Achala, 7- Complejo magmático Cerro Aspero, 8- Granito Los Alanices, 9- Granito Tilisarao, 10- Complejo magmático Achiras.

cortical, acompañada por la reactivación de cizallas que se habrían originado durante la tectónica famatiniana (Zarco, 2006; Pinotti *et al.*, 2006).

Los granitoides achalianos (figura 19) son subcirculares a elípticos y muestran una relación discordante con las rocas metamórficas encajantes, con aureolas de metamorfismo de contacto de reducida extensión (Gordillo y Lencinas 1979; Sato *et al.*, 2003). En algunos casos alcanzan dimensiones batolíticas como el caso de Achala, Cerro Áspero, Las Chacras y Renca. Suelen presentar facies porfíricas con megacristales de microclino y una marcada zonalidad composicional hacia las facies marginales, como por ejemplo el Granito Renca.

Batolito Las Chacras

Antecedentes y distribución areal

La denominación deriva de la localidad de Las Chacras que se localiza en la parte central del batolito. Estudios de detalle han sido realizados por Brogioni (1987a, 1991).

El batolito Las Chacras se sitúa en la zona central de la sierra de San Luis (figura 19). Las rocas graníticas forman un relieve de suaves lomadas sobre un área de 500 km^2. Se puede acceder por la ruta provincial 40 (Renca, Potrerillos, Las Chacras, siguiendo por huella hasta El Chispeadero) y por la ruta provincial 41 (La Totora, Las Chacras, La Puerta).

Litología, estructura y relaciones estratigráficas

El batolito está formado por cuatro cuerpos aproximadamente circulares dispuestos con orientación NO (figura 20), denominados Potrerillos, Las Chacras, La Mesilla y Las Huertitas (Brogioni, 1993). La foliación magmática, orientación de enclaves, schlieren, septos de metamorfitas, fracturas, diques y cone sheets, indicarían un emplazamiento siguiendo una dirección regional SE (Brogioni, 1993). Los plutones se describen más adelante.

El batolito Las Chacras no está deformado e intruye las rocas de los complejos metamórficos Conlara y Pringles.

Plutón Potrerillos

El Plutón Potrerillos forma un cuerpo ovoide de unos 11 km de diámetro que ocupa una superficie aproximada de 7 km^2. El nombre deriva de la pequeña localidad de Potrerillos donde está situado el plutón.

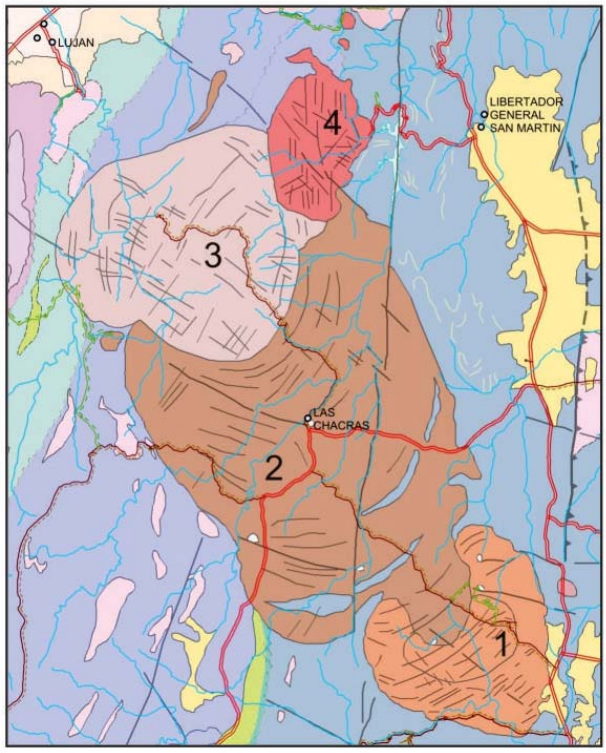

Figura 20: Batolito Las Chacras Piedras Coloradas. 1- Plutón Potrerillos, 2- Plutón Las Chacras, 3- Plutón La Mesilla, 4- Plutón Las Huertitas.

Intruye el Complejo Metamórfico Conlara y las fases externas del plutón Las Chacras. La roca principal es un monzogranito porfírico de grano grueso, de color rosado a rojo, muy diaclasado (figura 21). Contiene un 40% de fenocristales de feldespato potásico, 30% de cuarzo, 10- 15% de plagioclasa y hasta un 15% de biotita. Las tablas de feldespato tienen inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo. La plagioclasa de la matriz muestra texturas mirmequíticas. Como accesorios hay magnetita, apatita, allanita y circón. La muscovita aparece como mineral secundario reemplazando la plagioclasa y la clorita reemplazando a biotita. Los datos aeromagnéticos indican un plutón fuertemente zonado que consiste en un núcleo no magnético y un anillo externo de aproximadamente 2, 5 km de ancho moderadamente magnético (200- 300 x10^{-5} SI). La radimetría aérea muestra altos valores (Sims *et al.*, 1997).

Geoquímicamente su composición varía entre granitos alcalifeldespáticos y sienogranitos, potásicos, ligeramente peraluminosos (Brogioni, 1993).

Una variedad rosada o roja se explota comercialmente con el nombre de granito rojo dragón.

Plutón Las Chacras

El plutón de Las Chacras es un cuerpo semicircular con un diámetro de 17 km, orientado en direc-

Figura 21: Granito Potrerillos. Granito porfírico rosado. Qtz- Kfs-Bt. Canteras. Punto 52- 65°40'39,43"O, 32°39'47,413"S

Figura 22: Granito Las Chacras. Granito megaporfírico rosado. Qtz- Kfs-Bt-Hbl, magnético. Punto 58- 65°46'19,495"O, 32°35'27,861"S

ción NO. Tiene una superficie aproximada de 280 km^2. Está constituido por cuarzosienitas porfíricas muy gruesas con abundantes megacristales de microclino, anfíbol y biotita (figura 22), acompañadas por escasos sienogranitos y monzogranitos. Brogioni (1993) diferenció una intrusión central donde predominan los granitos metaluminosos, con alto contenido de K_2O y una intrusión externa con granitos meta a débilmente peraluminosos. Acompañan al cuerpo diques pegmatíticos con turmalina, aplitas y microgranitos. El plutón contiene septos de la roca de caja metamórfica de varios kilómetros de longitud y una faja de aplitas (cone sheets) de composición monzogranítica. Geoquímicamente ha sido clasificado como granito alcalifeldespático, peraluminoso y con alto contenido de K_2O.

Plutón La Mesilla

El plutón La Mesilla tiene un diámetro de unos 12 km y abarca una superficie de unos 130 km^2. Está formado por una zona externa compuesta por sienogranitos biotíticos de grano grueso, con megacristales de microclino y una zona interna constituida por granitos miarolíticos equigranulares de grano fino, con escasos cristales de microclino (figura 23). Modalmente son monzogranitos y químicamente corresponden a sienogranitos, con escasos granitos alcalifeldespáticos y cuarzosienitas. Ambas zonas son potásicas. Hay numerosos diques circulares de aplitas y pegmatitas en el sector occidental del stock.

Plutón Las Huertitas

El cuerpo de Las Huertitas tiene un diámetro de 8 km y abarca una superficie de 37 km^2. Está constituido mayormente por monzogranitos biotíticos, rojizos a rojizo- anaranjados. Son rocas de textura equigranular de grano medio a fino, miarolíticas, con escasa biotita y muscovita (figura 24). El sector centro-norte del plutón está afectado por procesos

Figura 23: Plutón La Mesilla. Granito miarolítico equigranular de grano fino. Afloramientos y detalle textural. Punto 61- 65°48'55,799"O, 32°28'36,847"S.

Figura 24: Plutón Las Huertitas. Monzogranito biotítico. Punto 154- 65°44'55,126"O, 32°24'47,701"S.

hidrotermales que transformaron los monzogranitos en fenitas y dieron lugar a la formación de depósitos de U-Th y tierras raras, como el yacimiento Rodeo de Los Molles (Lira y Ripley, 1992).

Las fenitas son granitos alcalifeldespáticos y sienogranitos hololeucocráticos con bajo contenido de sílice, potásicos y peraluminosos. Se caracterizan por contener fluorita, egirina-augita, carbonatos y opacos. Los granitos son cortados por diques de pegmatita, venas de cuarzo y por escasos diques aplíticos. Los fenómenos de alteración hidrotermal, producto de fluidos enriquecidos en álcalis, provocaron albitización y pertitización de la plagioclasa y el microclino primarios.

La fenita contiene mineralización de tierras raras que se relaciona con áreas de cuarzo sienitas alcalifeldespáticas y de sienitas alcalifeldespáticas modales dentro de la fenita, con minerales primarios como britholita y allanita asociados a apatita, egirina, augita, flogopita, cuarzo y fluorita (Lira *et al.*, 1999).

Ambiente tectónico

Según Brogioni *et al.* (1989) y Brogioni (1991), las características mineralógicas y geoquímicas son propias de granitoides calcoalcalinos potásicos; las bajas relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ son indicativas de una evolución a partir de líquidos magmáticos derivados del manto superior- corteza inferior, con grado variable de contaminación cortical; interpretando que el batolito de Las Chacras estaría relacionado a un arco volcánico maduro, cuya evolución se manifiesta por su tendencia en aumentar los elementos HFS (High Field Strength elements), especialmente Nb e Y y en disminuir Sr, Ba, Ti y P.

Edad y correlaciones

Según Brogioni (1993) la intrusión del batolito de Las Chacras se habría iniciado con el emplazamiento del plutón La Mesilla, ya que las rocas sieníticas de La Mesilla y los enclaves microgranulares de igual composición son invadidos por cristales de microclino que se presentan en abundancia dentro de los plutones Las Chacras y Potrerillos. Dataciones realizadas por la misma autora dieron edades de 408+25 Ma (Rb/Sr) para el stock La Mesilla, 336+17 Ma (K/Ar anfíbol) y 320+16 Ma (K/Ar biotita) para Las Chacras y 335+17 Ma (K/Ar biotita) para el cuerpo de Potrerillos.

Batolito de Renca

Antecedentes

El batolito de Renca ha sido descrito detalladamente por López de Luchi (1987 y 1993). Datos petrológicos, magnetometría y radimetría aérea, junto con nuevas dataciones sobre el plutón, han sido aportados por Sims *et al.* (1997).

Distribución areal

El cuerpo se ubica al oeste de la localidad de Renca y su zona central está ocupada por el embalse de San Felipe. Está atravesado por las rutas provinciales 40 (Tilisarao, Renca, Potrerillos) y 25 (Renca, San Felipe). El batolito tiene forma elíptica (20 por 13 km), con el eje mayor orientado E-O, cubriendo un área de 225 km^2.

Litología y estructura

El intrusivo presenta una estructura concéntrica donde se diferencian dos unidades petrográficas principales (figura 25), fácilmente reconocibles por magnetometría y radimetría aéreas (Sims *et al.*, 1997). Hacen de caja los esquistos del Complejo Metamórfico Conlara, rocas que sufrieron los efectos térmicos y las deformacionales locales generadas por la intrusión.

El anillo externo, con un ancho de entre 2 y 5 km, consiste en un granito- monzogranito porfírico de coloración gris rosado claro, formado por fenocristales de feldespato potásico de 5 a 10 cm de largo en una matriz de grano grueso constituida por feldespato potásico, cuarzo, biotita, hornblenda y muscovita; como accesorios hay titanita, apatita, magnetita, circón y allanita y como secundarios, clorita y epidoto. Una variedad de composición tonalítica, rica en cuarzo, tiene megacristales de

microclino parcialmente pertítico en una matriz de composición granodiorítica a tonalítica con microclino anhedral e intersticial. La plagioclasa varía entre andesina media a oligoclasa cálcica. La roca presenta enclaves, diques y rocas porfiroides de composición variable entre monzodiorita, monzonita y sienita, todas ellas cuarzosas.

El núcleo corresponde a un leucomonzogranito biotítico- muscovítico, de color gris claro a gris rosado claro, de grano medio a grueso, con desarrollo de megacristales de microclino en las facies más gruesas. Su composición es cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, muscovita (tardía), biotita (como único máfico), con apatita y circón como accesorios y clorita reemplazando la biotita.

Una fase de leucomonzogranito a sienogranito de grano fino a medio, de coloración rosada a rojiza intensa, aflora como masas irregulares elongadas con dirección NE en el núcleo, o forma enjambres de diques en el anillo magnético exterior. La roca presenta fenocristales de microclino (5 mm) en una matriz de microclino y plagioclasa sódica (An6 An8) con cuarzo intersticial.

Las susceptibilidades magnéticas varían desde 100 a 1000 x 10^{-5} SI para la fase de borde y menos de 10 x 10^{-5} para el núcleo. El examen microscópico de la unidad externa del plutón de Renca permitió establecer que el carácter ferromagnético se debe a la presencia de cristales de magnetita con martitización incipiente a lo largo de los planos {111}, usualmente asociada a titanita y biotita; también se observaron algunos granos de ilmenita con hematita exsuelta. En la unidad interna se observó que el carácter paramagnético se debe a la alteración (martitización) casi total de la magnetita original a hematita (López de Luchi *et al.*, 2002).

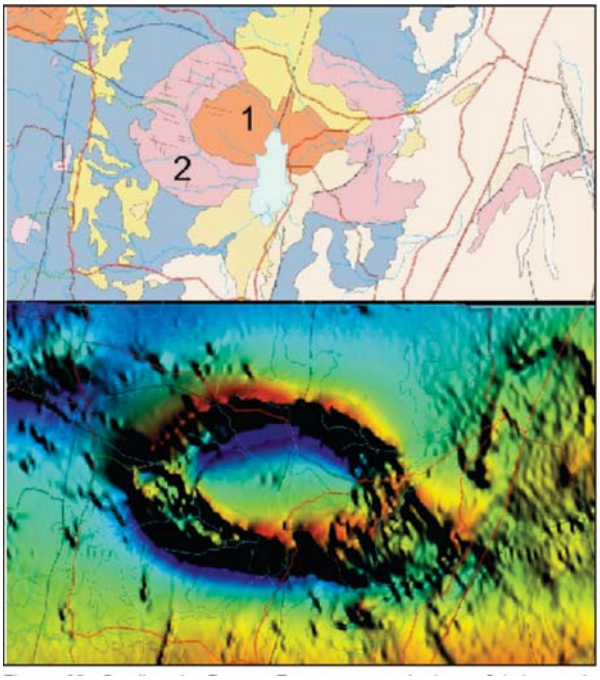

Figura 25: Batolito de Renca. Estructura concéntrica reflejada en la magnetometría aérea. 1-núcleo de leuco monzogranito biotítico-muscovítico, 2- borde de monzogranito porfírico magnético.

Geoquímicamente ambas facies son peraluminosas, con un ISA (índice de saturación en alúmina) mayor que uno.

Edad y correlaciones

Dataciones U-Pb sobre circones dieron edades de cristalización de 393 + 5 Ma (Camacho e Ireland, 1997); otras dataciones dieron edades K-Ar (Ms) 367+8 Ma para el núcleo y K-Ar (Bt) 346+8 Ma para la zona externa (Steenken *et al.*, 2008), ubicando la intrusión entre el Devónico inferior a medio y el Carbonífero inferior.

Plutón El Hornito

Antecedentes y distribución areal

El plutón El Hornito ha sido estudiado por Ortiz Suárez *et al.* (1997), Grosso Cepparo (2007) y Grosso Cepparo *et al.* (2007).

El plutón se localiza al noroeste de la sierra de San Luis, entre las localidades de San Martín y Quines; forma un cuerpo elipsoidal de 15 km por 6,5 km, aflorando en un área de aproximadamente 73 km^2.

Litología y estructura

El cuerpo está formado por una facies predominante porfiroide con megacristales de feldespato potásico inmersos en una matriz de granulometría media de color gris, con abundantes enclaves microgranulares máficos de dimensiones decimétricas (figura 26a). Los bordes del cuerpo están formados por una facies de granito equigranular de grano fino y color rosado. Los contactos son netos y parcialmente discordantes con las rocas de caja, ya que la foliación de las metamorfitas se acomoda en forma paralela a los márgenes.

Ortiz Suárez *et al.* (1997) reconocieron cuatro unidades petrográficas principales: 1) porfírica, 2) externa; 3) granítica roja y 4) enclaves dioríticos y rocas híbridas. La facies porfírica es la litología dominante, de composición monzogranítica a granodiorítica de color rosado a gris, textura porfírica a seriada, con fenocristales de feldespato potásico de hasta 10 cm de longitud en una matriz compues-

Figura 26: a)Plutón El Hornito, Punto 149- 65°41'20,742"O, 32°16'39,688"S b)Plutón Telarillo, Punto 120- 65°44'13,377"O, 32°14'28,998"S c) Plutón La Población. Punto 120- 65°44'13,744"O, 32°14'27,812"S

ta por cuarzo, plagioclasa y biotita, con epidoto (zoicita) como accesorio; contiene abundantes miarolas, en ocasiones rellenas por cuarzo, feldespato potásico y turmalina; está atravesada por diques aplíticos y micrograníticos, venas de cuarzo y diques de lamprófiros. La facies externa es equigranular y se encuentra en diferentes afloramientos ubicados en los bordes del intrusivo, presentando un contacto neto y discordante con las metamorfitas y el granito porfírico; la roca tiene un tono rosado y una granulometría media a levemente porfírica en la zona más próxima al borde con las metamorfitas; está formada por microclino, cuarzo, plagioclasa, escasa muscovita y comúnmente se observan cristales de pirita de un centímetro dispersos en la roca. La facies de granito rojo está vinculada a una zona de falla; composicionalmente es un monzogranito de grano grueso, textura seriada a porfírica, compuesto por cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita, muscovita y epidoto como accesorios; con fuerte alteración a arcilla y sericita producto de la falla frágil San Vicente. Los enclaves dioríticos y tonalíticos están principalmente alojados en la facies granítica roja y en menor medida en la facies porfírica; tienen tonalidades verde oscuro a negro, grano fino y formas redondeadas irregulares; suelen formar cuerpos de mayores dimensiones rodeados por gran cantidad de enclaves pequeños; los contactos con los granitos son netos y lobulados, con desarrollo de un borde de enfriamiento de pocos centímetros y gran cantidad de venillas félsicas que se introducen en los enclaves.

Plutón El Telarillo

El plutón El Telarillo está localizado en la sierra de San Luis, a unos 6 km al sur de Quines. Forma un cuerpo elipsoidal de 9 por 5 km con orientación NE y abarca una superficie de 37, 5 km^2.

Está constituido por un granito equigranular de grano medio a grueso, color rosado, compuesto por cuarzo, feldespato y biotita (figura 26b). En sectores, la textura es seriada con fenocristales aislados de feldespato potásico de hasta 2 cm. Los valores de susceptibilidad magnética oscilan en 300 Six10^{-5}. La facies de borde (quebrada del Zapallar) tiene una granulometría fina (<1mm) y está compuesta por cuarzo, feldespato, muscovita, granate y turmalina; la susceptibilidad magnética es muy baja. Los contactos oeste y este son subconcordantes con las milonitas

de las cajas (dirección de buzamiento 295/60), más o menos coincidente con la foliación magmática interna, medida en la quebrada del Zapallar (300/50). Dentro del cuerpo se han observado filones pegmatíticos de hasta 30 cm de potencia (135/30). La roca está afectada por un diaclasamiento penetrativo de dirección 50/80 y 190/85.

Plutón La Población

El plutón La Población está ubicado al este de la ciudad de Quines. Su afloramiento tiene una forma semicircular de aproximadamente 2, 5 km de ancho en sentido norte-sur y 6 km de largo en sentido este-oeste. El borde norte está afectado por el fallamiento de rumbo E-O que margina la sierra.

Ha sido descrito por Gómez Figueroa (2007) como un granito porfírico que presenta una zona de borde de granulometría más fina y ha generado diques anulares y radiales que intruyen las cajas; los contactos con la caja metamórfica son netos y produjeron metamorfismo de baja temperatura.

La roca es un granito porfírico- miarolítico, con megacristales de feldespato potásico en una matriz de grano grueso y color gris, formada por cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita (figura 26c). El granito es magnético (susceptibilidades entre 300 y 1000 $x10^{-5}$ SI). Hacia el contacto se observa un monzogranito equigranular a ligeramente porfírico, color blanquecino. El cuerpo granítico presenta xenolitos de esquistos del Complejo Conlara y numerosos enclaves no orientados, oscuros de grano fino, de composición tonalítica, que alcanzan tamaños decimétricos y enclaves de composición sienítica menos numerosos y de mayor tamaño.

El intrusivo está acompañado por enjambres de diques internos y externos con respecto al intrusivo, de composición variable entre granodiorita, monzogranito y sienogranito, generalmente de grano fino o porfíricos.

Granito Los Alanices

La unidad aflora al este de Los Alanices. Los contactos se encuentran parcialmente cubiertos por sedimentos modernos, lo que dificulta precisar sus límites.

El plutón Los Alanices está formado por granito de color gris claro, con variaciones a rosado, textura equigranular de granulometría media a fina; compuesto por abundante feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, muscovita, escasa biotita y granate (figura 27).

Un estudio geoquímico realizado por Oropel y Ulacco (2003) indicó que el intrusivo Los Alanices tiene entre 72 y 75% de SiO_2, clasificándose como granito alcalifeldespático. Las muestras analizadas indican granitos peraluminosos, lo que ha sido corroborado por la presencia de muscovita y granate en su composición. En general el granito tiene escasa alteración, pero en la zona del puesto Los Alanices se encuentra fuertemente afectado por procesos hidrotermales asociados a los depósitos vetiformes de plomo, plata y zinc (Ulacco, 1992).

Dataciones K-Ar dieron edades de 330± 16 Ma (Ulacco y Ramos, 2001) y 420+9 Ma (Steenken *et al.*, 2004).

Granito Tilisarao

El granito forma un cuerpo de 25 km de largo y 5- 10 km de ancho, expuesto en la sierra de Tilisarao. La magnetometría aérea muestra que el intrusivo consiste en un gran núcleo no magnético con un borde delgado moderadamente magnético

Figura 27: Granito Los Alanices. Granito equigranular, color blanco, Qtz- Kfs- Pl-Ms-Bt-Grt-Tur. Punto 11- 65°24'13,945"O, 32°31'33,821"S

(Sims *et al.*, 1997). La roca es una granodiorita peraluminosa que contiene un 30% de cuarzo, 25% de plagioclasa, 20% de feldespato alcalino, 15% de biotita, 5% de hornblenda pequeñas cantidades de titanita, allanita y granate. Como minerales accesorios aparece circón, apatita y magnetita, con clorita y epidoto secundarios. El granitoide tiene una textura seriada y una granulometría que varía entre 1 y 10 mm. Su firma geoquímica sugiere que está vinculado con los granitos devónicos (Sims *et al.*, 1997).

Complejo Magmático Cerro Áspero

Antecedentes

Los granitos de cerro Áspero han sido estudiados por diversos autores (González Díaz, 1972; Gordillo y Lencinas, 1979; Candiani y Maza, 1982; Coniglio y Esparza, 1988; Coniglio, 1992; Pinotti *et al.*, 1992; Porta, 1992; Pinotti, 1998; Pinotti *et al.*, 1996, 2006, entre otros). Llambías *et al.* (1998) y Rapela *et al.* (1998) interpretaron que el batolito correspondería a un evento magmático anorogénico, tardío famatiniano.

Pinotti *et al.* (2002) sugirieron que la construcción del cuerpo batolítico se realizó mediante sucesivos pulsos de magma, comenzando con la intrusión del plutón Alpa Corral seguida por el emplazamiento sincrónico de dos intrusiones circulares coalescentes que formaron el plutón El Talita y luego el emplazamiento del plutón Los Cerros, siguiendo una trayectoria de sur a norte. Hacia el suroeste, en la base de la sierra de Comechingones, entre Papagayos y El Sauce, una prolongación del batolito ha sido denominada Granito Uspara por Sims *et al.* (1997), quienes lo interpretaron como una fase temprana.

Distribución areal

El batolito aflora en la sierra de Comechingones al oeste de las localidades de Río de Los Sauces y Alpa Corral. Tiene forma elipsoidal con orientación N-S, de 37 km de largo por 18 km de ancho y cubre una superficie aproximada de 440 km^2.

El cuerpo está formado por cuatro plutones (figura 28) denominados Uspara, El Talita, Alpa Corral y Los Cerros (Sims *et al.*, 1997; Pinotti *et al.*, 2002).

Litología y estructura

El Complejo granítico de Cerro Áspero constituye un batolito construido por la intrusión de sucesivos plutones circulares que tienen contactos netos entre ellos. La roca dominante es un monzogranito biotítico, color gris rosado, equigranular de grano grueso, con fenocristales de microclino y de plagioclasa subordinada. Las unidades internas varían en composición desde monzogranítica biotítica hasta leucogranodiorítica.

Pinotti *et al.* (2006) observaron deformación y anisotropía magnética en la zona de contacto entre los plutones Alpa Corral y El Talita y concluyeron que serían una consecuencia de la superposición del plutón El Talita sobre el Alpa Corral, cuando éste último no estaba completamente cristalizado. Dataciones Rb-Sr indican que el proceso se desarrolló a los 369+ 9Ma, en una etapa sinmagmática y no como resultado de un evento de deformación regional.

En cuanto al emplazamiento, Pinotti *et al.* (2002) propusieron una profundidad inferior a los 7 km, mediante un mecanismo de asimilación y ascenso magmático con un importante control tectónico.

En las zonas de borde con las cajas metamórficas, próximas a los plutones El Talita y Alpa Corral, Esparza *et al.* (1997) reconocieron una aureola térmica de contacto con un espesor próximo a los 500 m, encontrando rocas en facies de hornfels hornblendífero (con sillimanita + biotita + cordierita + andalucita) y de albita – epidoto. Fagiano *et al.* (2006b) observaron que la metamorfita de la caja fue rotada dúctilmente por la intrusión y el calentamiento de los cuerpos ígneos. Las asociaciones minerales generadas durante el metamorfismo térmico, indican temperaturas entre 500 y 600ºC y presiones de aproximadamente 2 kilobares.

Cuerpos aplíticos y pegmatíticos simples constituidos por cuarzo y feldespato, con escasa muscovita y biotita, son vinculados genéticamente con este evento magmático.

Geoquímicamente, los granitos de Cerro Áspero pertenecen a la serie de rocas calcoalcalinas de alto potasio y tienen un elevado contenido de elementos litófilos, fósforo y titanio (Porta, 1992; Pinotti, 1998). En áreas restringidas, vinculadas a venas de cuarzo- wolframita- molibdenita y fluorita, la roca está alterada hidrotermalmente.

Plutón El Talita

El Talita es el plutón de mayor tamaño del batolito, con una superficie de unos 448 km^2. En él se han diferenciado tres unidades: central, externa y de techo (Pinotti *et al.*, 2002). La unidad central

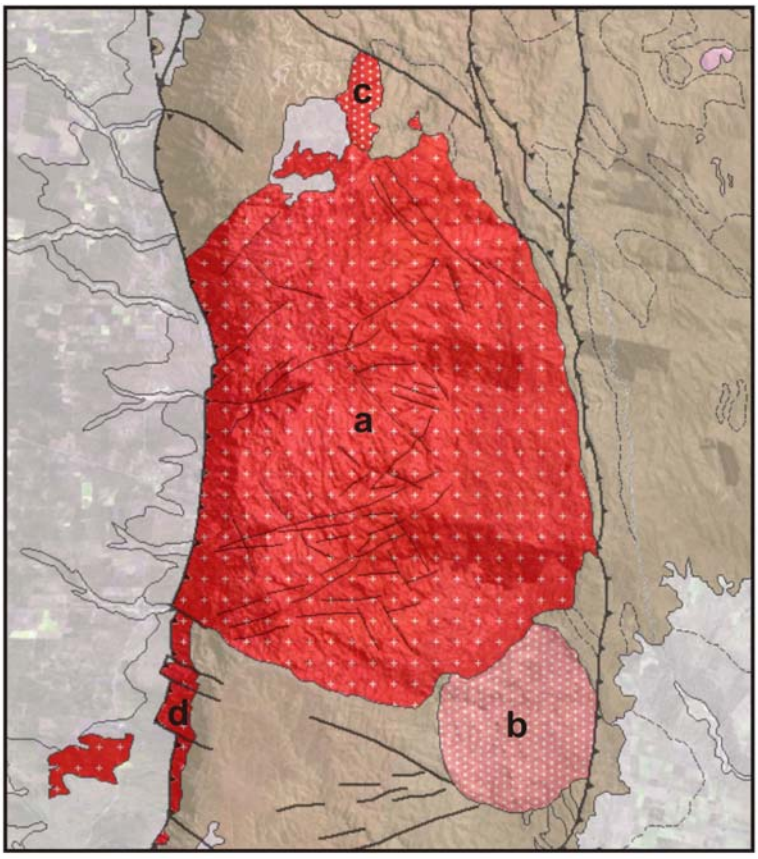

Figura 28: Complejo granítico Cerro Aspero. Plutones a) El Talita, b) Alpa Corral, c) Los Cerros, d) Uspara

consiste en dos intrusiones circulares coalescentes constituidas por granito porfírico, biotítico, color rosado, con fenocristales de feldespato potásico de hasta 14 cm de largo; los minerales accesorios son titanita, allanita, apatita, circón y fluorita; el granito porfírico presenta abundantes enclaves máficos de grano fino que, junto con la orientación de los fenocristales, definen el flujo magmático; diques sinmagmáticos suelen cortar los enclaves y fenocristales de feldespato. La unidad externa forma un borde de unos 6- 8 km de ancho, compuesta por un granito biotítico equigranular a seriado, color rosa pálido, con foliaciones muy marcadas por la elongación de los enclaves máficos, schlieren biotíticos y alineaciones minerales; la foliación es paralela al contacto entre las unidades graníticas pero es discordante con las foliaciones de la caja metamórfica. La unidad de techo consiste en un leucogranito equigranular que aflora de manera discontinua con contactos netos sobre la unidad central.

Las susceptibilidades magnéticas de estos granitos son de alrededor de 800 x 10-5 SI para la facies de núcleo y de 200- 300 x 10-5 SI para la facies de borde.

Plutón Alpa Corral

El plutón Alpa Corral tiene forma circular (54 km^2) y corta las estructuras del basamento metamórfico. Está formado por dos unidades. La unidad interna es un monzogranito biotítico, porfírico, de grano grueso con apatita, epidoto y magnetita como accesorios; contiene abundantes enclaves microgranulares máficos y schlieren biotíticos. La unidad externa constituye el techo del plutón, aflora en sectores más elevados y en los bordes y está compuesta por leucogranitos seriados, de granulometría media a gruesa, con fenocristales de microclino, junto con biotita, circón y apatita; estos leucogranitos están afectados por procesos de greisenización, siendo los feldespatos reemplazados por muscovita y sericita.

Fracturas anulares y radiales afectan tanto al granito como a las cajas metamórficas; las fracturas anulares están ocupadas por enjambres de diques de microgranito que alcanzan potencias de 5 metros, particularmente en el contacto con el plutón El Talita.

Los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (Pinotti *et al.*, 2006) indicaron que la

unidad interna es ferromagnética, mientras que los granitos de techo son ferromagnéticos a paramagnéticos. La foliación magnética sigue un patrón subcircular paralelo a la intrusión del cuerpo El Talita, explicando el aplastamiento producido cuando el cuerpo Alpa Corral estaba aún en proceso de enfriamiento. El valor medio de susceptibilidad magnética para el granito Alpa Corral es 100 x 10^{-5} SI.

Plutón Los Cerros

Los Cerros es una pequeña intrusión (7 km^2) ubicada en el extremo norte del batolito. Está constituida por un granito biotítico, porfírico a equigranular de grano grueso. Los fenocristales son de feldespato potásico con plagioclasa subordinada, formando cristales de hasta 3 centímetros. El plutón está afectado por greisenización, feldespatización potásica y albitización en menor medida; alteraciones genéticamente relacionadas con los enjambres de venas cuarzo- wolframíticas del distrito minero Cerro Áspero.

Plutón Uspara

El plutón Uspara es cuerpo alargado en el extremo SO del batolito que aflora discontinuamente a lo largo de 12 km en el pie occidental de la sierra de Comechingones. También se han observado asomos en la ruta provincial 1, en las proximidades del arroyo Uspara, que da el nombre al intrusivo (Sims *et al.*, 1997).

La roca es un leucogranito de color rosa pálido a gris, equigranular a débilmente seriada, de granulometría media. La biotita y muscovita primarias son abundantes y el cuarzo anhedral suele formar fenocristales de hasta 1 centímetro. Son comunes las venas de pegmatita cuarzo-feldespato- turmalina- muscovita. En el pie de la sierra de Comechingones el granito está cortado por numerosas fallas buzantes al este, que han brechado y alterado fuertemente la roca formando caolín, posiblemente illita y clorita. Yacimientos de caolinita se explotaron en varias canteras localizadas en el área. Hacia el tope del escarpe se infiere un contacto intrusivo, buzante al este, con el complejo metamórfico (Sims *et al.*, 1997). La ausencia de fábricas de alta deformación (la biotita primaria no está deformada y muestra solamente una débil desferrización) y su relación espacial con el batolito de Cerro Áspero, sugiere que es parte de la suite granítica devónica, posiblemente una fase peraluminosa temprana (Sims *et al.*, 1997).

El granito tiene una baja susceptibilidad magnética (<10 x 10-5 SI) y las anomalías aeromagnéticas indican que se extiende por debajo de la superficie hasta el sur de la sierra de la Estanzuela.

Una datación Rb-Sr realizada por Pinotti *et al.* (2006) dio una edad de emplazamiento de 369+ 9 Ma.

Complejo Magmático Achiras

Antecedentes y Distribución areal

El Complejo Ígneo Achiras definido por Sims *et al.* (1997), comprende el granito Los Nogales (Fagiano *et al.*, 1993 y Nullo *et al.*, 1992) y fue denominado Complejo Achiras por Otamendi *et al.* (1996).

Forma parte del extremo sur de la sierra de Comechingones. Anomalías aeromagnéticas indican que el complejo se extiende hacia el S y SE bajo sedimentos cenozoicos (Sims *et al.*, 1997).

Litología y estructura

El Complejo Magmático Achiras está estratificado. La base está constituida principalmente por un granito seriado de grano grueso y magnético, que hacia arriba pasa a un leucogranito. Las dos unidades son gradacionales y representan un cambio en las proporciones de los tipos de rocas que los constituyen. La unidad inferior fue previamente mapeada como granito Los Nogales (Fagiano *et al.*, 1993 y Nullo *et al.*, 1992). Ambas facies están acompañadas por numerosos diques tardíos de pegmatitas (muscovita- granate- turmalina) y aplitas. Los granitos forman cuerpos tabulares cuyos contactos son mayormente concordantes pero intrusivos con respecto a las fábricas de las metamorfitas que los encajan.

La roca predominante es el granito seriado de grano grueso, color rosado, que aflora en el extremo sur (fuera de la hoja) que se caracteriza por su fuerte susceptibilidad magnética (500- 1500 x 10-5 SI) y la presencia de cristales de microclino pertítico que alcanzan hasta 5 cm de largo. El granito contiene escasa hornblenda y accesorios como apatita, magnetita y pirita. La unidad aflorante en el área de trabajo es un granito - leucogranito biotítico, equigranular de grano grueso a medio, color rosado a gris. La fábrica bandeada por flujo se hace evi-

dente por la orientación de biotita, venas de pegmatita, schlieren y lentes de gneises pelíticos. La muscovita es el constituyente primario principal, pero también es abundante en zonas de cizalla, donde junto con cuarzo define una lineación con buzamiento al ENE, contenida en los planos de foliación milonítica. Las fases accesorias están constituidas por circón, apatita y raramente granate.

En todo el complejo existe una interestratificación de gneises bandeados cuarzo- biotita-feldespato (+muscovita +granate) y esquistos cuarzo- biotita- muscovita (+ feldespato + sillimanita + granate).

Geoquímicamente ambas series son peraluminosas con un ISA de 1.1; sin embargo difieren de otros granitos devónicos en sus bajos contenidos en Rb, Y y U; además están menos oxidados.

Relaciones estratigráficas

Fagiano *et al.* (1993), Nullo *et al.* (1992) y Otamendi *et al.* (1996) interpretaron el complejo granítico como un producto de anatexis local, a 700ºC y 3kb. El magma granítico derivado de una fuente metasedimentaria habría intruido las metamorfitas en niveles de corteza media a superior, como una serie de múltiples inyecciones durante la milonitización progresiva de la zona de cizalla Las Lajas (Sims *et al.*, 1997).

Enjambres de pegmatitas turmaliníferas, asociadas espacialmente al Complejo Magmático Achiras, forman venas subconcordantes o diques discordantes, con direcciones NO y NNO principalmente, representando los productos finales del magmatismo en esta región.

Edad y correlaciones

Determinaciones U/Pb sobre circones del granito magnético dieron una edad de cristalización de 382+6 Ma que corresponde al Devónico medio a superior (Camacho e Ireland, 1977). Estas edades contrastan con las previas determinaciones realizadas por Nullo *et al.* (1992) y Fagiano *et al.* (1993) quienes interpretaron una edad ordovícica inferior para este granito.

Complejo Magmático de Achala

Antecedentes

El complejo magmático de Achala ha sido estudiado por numerosos investigadores, entre los que se destacan Bracaccini (1936), González Bonorino (1950), Pastore y Methol (1953), Olsacher (1972), Gordillo y Lencinas (1979), Rapela (1982), Lira (1984, 1985), Kirschbaum (1987), Cuney y Leroy (1986), Cuney *et al.* (1989), Giménez de Patiño (1989), Lira y Kirschbaum (1990), Rapela *et al.* (1991), Álvarez (1992), Baldo (1992), Pérez y Baldo (1994), Morteani *et al.* (1995), Demange *et al.* (1994, 1996), Dorais *et al.* (1997), Gaido *et al.* (2004, 2005), Candiani (2006), Candiani *et al.* (2008) y Geuna *et al.* (2008). El trabajo más completo es la tesis doctoral de Zarco (2006).

Distribución areal

Por su extensión areal, es el intrusivo más importante de las sierras de Córdoba. El Complejo Magmático de Achala forma un batolito de unos 105 km de largo por unos 40 km de ancho, orientado con rumbo 15º. Se extiende desde Characato, en su extremo norte, hasta el cerro Los Linderos, en la zona de Yacanto de Calamuchita. La superficie aflorante, incluyendo la apófisis occidental en la zona de Mina Clavero, conocida como sierra de Achalita, es de unos 2.800 km^2 (figura 29). En la zona de trabajo aflora solamente su extremo austral, al que se puede acceder por el camino que une Yacanto de Calamuchita con el cerro Los Linderos, pasando por el puesto Tres Árboles.

El cuerpo conocido como Loma de la Población (Varas *et al.*, 1997) de 1, 5 km de largo por 1 km de ancho, localizado al sur de San Javier, en el borde occidental de la sierra de Comechingones, es integrado en el Complejo Magmático de Achala debido a sus similares características petrográficas y geoquímicas (figura 29).

Litología y estructura

El batolito de Achala es un complejo ígneo emplazado durante la Orogenia Achaliana del Devónico (Skirrow y Sims, 1996). Según Zarco (2006) distintas facies texturales se habrían emplazado durante un mismo evento magmático, en un contexto compresivo acompañado de cizallamiento dúctil. La roca predominante es un monzogranito porfírico.

El extremo sur del macizo, denominado «suite Champaquí» (Demange *et al.*, 1996) o «sector Champaquí- La Cumbrecita» (Zarco, 2006), está caracterizado por granitos peraluminosos, a veces granatíferos, con alto contenido de Na_2O (5, 35% en promedio). La roca es un granito equigranular medio, de dos micas, pobre en Th y U, que está intruido por granitos leucocráticos muscovíticos, a veces granatíferos. En profundidad la textura

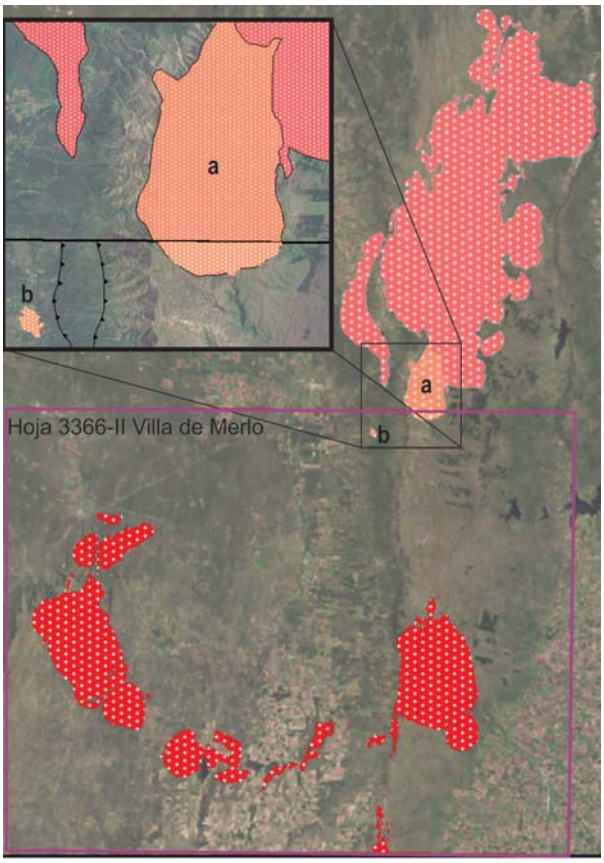

Figura 29: Complejo granítico de Achala. a) Granito Champaquí. b) Plutón Loma de la Población

equigranular pasa gradualmente a porfírica media, lo que ha sido comprobado en la quebrada del arroyo Tabaquillo La escasez de pegmatitas en este lugar es notable en comparación con el resto del batolito de Achala, observándose pocos mantos de aplitas horizontales (Zarco, 2006). Grandes tabiques de rocas metamórficas se intercalan en los granitos equigranulares, conformando mantos subhorizontales de diferente tamaño inclinando hacia el sur.

Los granitoides del sector Champaquí tienen una tendencia composicional sódica que en algunos casos da lugar a leucogranitos muy diferenciados, con tenores de sodio que alcanzan 5-7% y relaciones $K_2O/Na_2O < 1$ (Bonalumi *et al.*, 2001). Geoquímicamente la roca ha sido clasificada como calcoalcalina, peraluminosa, con alto contenido de K_2O, U y elementos traza incompatibles (Rapela, 1982).

El plutón Loma de La Población ha sido descrito como un leucomonzogranito equigranular, en parte porfírico, de dos micas, granatífero, color grisáceo o rosado. Valores modales realizados sobre 4 muestras dieron 32% de cuarzo, 32% de plagioclasa, 25% de microclino, 9% de muscovita y 1.4% biotita (Varas *et al.*, 1997). Según estos autores, los valores se asemejan a los de los granitos del Champaquí. Geoquímicamente corresponde a un granito débilmente peraluminoso, pobre en CaO, Fe_2O_3, TiO_2 y Zr. Dentro del plutón se han reconocido diques de pegmatitas litíferas, zonadas, con cuerpos de reemplazo compuestos por clevelandita asociada a lepidolita, microlita, topacio y apatita (Gay, 1990).

Edad y correlaciones

El batolito de Achala posee contactos netos y es regionalmente discordante. La roca de caja son gneises sobre los que se desarrolla una aureola discontinua de metamorfismo de contacto, con andalucita y cordierita, que ha sido documentada en varias áreas (Gordillo y Lencinas, 1979).

Las edades obtenidas para el batolito de Achala, de 368±2 Ma (U/Pb circón, Dorais *et al.*, 1997) y 358+ 9 Ma (isocrona Rb/Sr en roca total, Rapela *et al.*, 1991) indican que se habría emplazado en el Devónico superior-Carbonífero inferior.

Lamprófiros (9)

Tanto en las sierras de Córdoba como en las de San Luis, cuerpos de lamprófiro cuya composición varía entre minette, kersantita y spessartita, se presentan como diques subverticales asociados a fracturas. Suelen estar acompañados por vetas de cuarzo que en algunos casos son portadoras de scheelita y ocupan la misma estructura, aunque su emplazamiento sería previo a las vetas de cuarzo mineralizadas, mostrando en algunos sectores una alteración propilítica sobreimpuesta.

Los lamprófiros tienen una textura porfírica y están formados por biotita, plagioclasa y cuarzo. La biotita es el principal componente máfico y suele estar reemplazada por epidoto, clorita y clinoanfíboles. Apatita y circón son los minerales accesorios. Titanita, epidoto, calcita y cloritas son productos de alteración de los minerales primarios.

Los diques de lamprófiro cortan discordantemente la foliación metamórfica principal del basamento y ocupan un sistema de estructuras frágiles, rectilíneas y verticales, con direcciones ONO y NE, con desarrollo de zonas de brecha. Estas estructuras estarían vinculadas con las fases finales del Ciclo Achaliano, acaecido durante el Devónico. Una datación K-Ar sobre biotita de un lamprófiro ubicado en la zona de Las Aguadas (32°20’31"S, 65°28’16"O) dio una edad de 408 +6 Ma (Montenegro *et al.*, 2010).

2.1.5. CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO

GRUPO PAGANZO

Las sedimentitas del Paleozoico Superior aflorantes en la hoja corresponden a depósitos glacilacustres que rellenaron un paleovalle de origen tectónico. Las rocas pertenecen al Grupo Paganzo (Azcuy y Morelli, 1970). Los afloramientos están ubicados en la región noreste de la sierra de San Luis, en los parajes denominados Bajo de Véliz y Agua Dorada. Las sedimentitas del Bajo de Véliz son las que tienen mayor desarrollo areal e importancia bioestratigráfica.

Formación Bajo de Véliz (10)

Diamictitas, areniscas, limolitas y pelitas con fósiles

Antecedentes

Los primeros antecedentes sobre la presencia de sedimentitas fosilíferas en Bajo de Véliz corresponden a los trabajos de Ave Lallemant (1875) y Brackebusch (1876). Otras contribuciones pioneras fueron las de Bodenbender (1896), Kurtz (1895, 1921), Gerth (1914), Keidel (1922), Du Toit (1927), Gothan (1927), Fossa Mancini (1939, 1940, 1941 y 1943), Frenguelli (1946), Frenguelli *et al.* (1942) y Casas (1950).

Brackebusch (1876) les asignó a las sedimentitas portadoras de tafoflora una edad terciaria, mientras que Kurtz (1895) concluyó que la flora estudiada era triásica. Posteriormente modificó esa edad y determinó que eran comparables con las secciones inferiores de los estratos Karharbari y Talchir del Sistema de Gondwana (Kurtz 1895, 1921).

La denominación de Formación Bajo de Véliz se debe a Flores (1969) quién publicó una columna estratigráfica general de la unidad. Más tarde, Flores y Criado Roqué (1972) y Flores (1979) realizaron una recopilación de lo conocido hasta ese momento. Otros estudios de la paleoflora del Bajo de Véliz fueron realizados por Archangelsky *et al.* (1971) y Menéndez (1971).

Hünicken y Pensa (1972, 1975 y 1977) aportaron datos estratigráficos y de edad, subdividiendo la formación en tres miembros. Las investigaciones de Leguizamón (1979), Pinto y Ornellas (1978 y 1980) y Pinto y Hünicken (1980) hicieron referencia a la entomofauna de edad carbonífera superior. Los primeros estudios sistemáticos sobre una aracnofauna fueron realizados por Hünicken (1980) y Pinto y Hünicken (1980). Hünicken *et al.* (1981) y Cúneo (1984) presentaron detallados trabajos sobre paleoflora. Fernández Seveso *et al.* (1988) y Rodríguez y Fernández Seveso (1988) aportaron nuevos datos sobre las características estratigráficas y sedimentológicas. Almandoz (1993) propuso un modelo depositacional por interpretación de rasgos sedimentarios, estratigráficos y estructurales. Césari *et al.* (1995) realizaron el estudio de ejemplares de licópsidas (helechos arbóreos) preservados en un horizonte lacustre del Miembro Pallero, junto con flora e insectos. Di Paola *et al.* (1996) hallaron niveles estromatolíticos con restos de briófitas (musgos), intercalados en las pelitas de la unidad, a la que le asignaron una edad eopérmica.

Al definir la Formación Bajo de Véliz, en la localidad homónima, Flores (1969) estableció un espesor de 187 m, con un miembro inferior de 117 m y uno superior de 70 metros. Posteriormente, Hünicken y Pensa (1972) propusieron un espesor de 164 m para toda la formación, a la que subdividieron en tres miembros que denominaron, de base a techo: Cautana, Pallero y Lomas. Más tarde, Almandoz (1993) definió un espesor de 127 m, separando tres unidades de la siguiente forma: Unidad I (92 m), Unidad II (25 m) y Unidad III (10 m), que fueron estudiadas en detalle por Di Paola *et al.* (1996).

Distribución areal

Las sedimentitas afloran como una serie de lomadas suaves al norte de la localidad de Bajo de Véliz, preservadas en una depresión con rumbo NS, de unos 7 km de largo por 1 km de ancho.

Más al oeste, Costa *et al.* (1995) mencionan que existen otros afloramientos que pueden corresponder a la misma unidad, en un pequeño valle conocido como Agua Dorada.

La coloración general de las sedimentitas es gris amarillento, excepto aquellas que por su importante contenido orgánico, tienen tonos gris oscuro a negro.

Litología y estructura

La columna estratigráfica comienza con la Unidad 1 (Almandoz, 1993), denominada Miembro Cautana por Hünicken y Pensa (1972), que aflora principalmente en el borde oriental de la depresión, en los sectores de La Escuela, puesto Pallero, La Cantera (al este del puesto Véliz) y en el arroyo Higuera Norte. De acuerdo con Almandoz (1993) y Di Paola *et al.* (1996), la sección inferior comienza

con diamictitas depositadas en un ambiente fluvioglaciar; sigue una sección media, formada por areniscas con abundantes ondulitas y areniscas macizas con concreciones calcáreas (marlekor) y culmina con la sección superior, constituida por areniscas con estructuras de corte y relleno, estratificación cruzada paralela y entrecruzada, de origen fluvial.

Sobre esta secuencia se superpone la Unidad 2 (Almandoz, 1993) o Miembro Pallero (Hünicken y Pensa, 1972) que aflora en los sectores centro y norte de la depresión, en La Cantera (al oeste del puesto Véliz), Lomas del Árbol y puesto Altamirano. Está compuesta por una alternancia de areniscas finas limosas y limolitas arcillosas con estratificación fina y laminación, de origen lacustre, con abundante materia orgánica carbonizada y restos de vegetales, insectos y escorpiones.

La sección superior o Miembro Lomas (Hünicken y Pensa, 1972) aflora en el borde oeste del Bajo de Véliz, al sur y norte del puesto Pallero, al este del puesto Palacios y en los alrededores del puesto Pollini (extremo norte de la depresión). Se caracteriza por un aumento en el tamaño de grano y

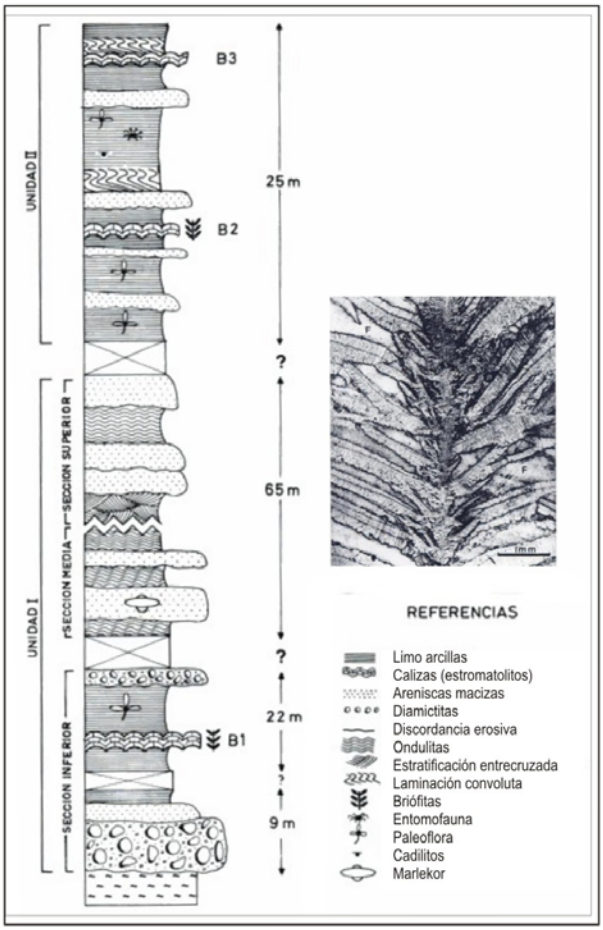

Figura 30: Columna estratigráfica de la Formación Bajo de Véliz. (Di Paola et al., 1996)

espesor de los estratos, estos últimos constituidos por areniscas medianas a gruesas con estructura entrecruzada planar y en artesa, y areniscas medianas macizas. En forma subordinada afloran areniscas finas y limolitas laminadas con ondulitas de corriente.

Bancos calcáreos estromatolíticos, denominados B1, B2 y B3 (Di Paola *et al.*, 1996) están interestratificados con las limoarcilitas de las unidades I y II (figura 30).

Según Costa *et al.* (1995), los afloramientos de Agua Dorada (no representados en el mapa) tienen escasa expresión areal y potencia (17 m) y son estériles desde el punto de vista paleontológico. Debido a su cercanía y parecido litológico los correlacionaron con la Formación Bajo de Véliz. Las sedimentitas apoyan sobre el basamento metamórfico y están cubiertos por depósitos cuaternarios. Según estos autores, comienzan con un banco de 0, 2 m de espesor de arenisca cuarzosa de grano mediano, color pardo amarillento, con escaso cemento calcáreo. Le siguen 2 m de areniscas arcósicas algo micáceas de grano mediano, color rosado pálido y escaso cemento calcáreo. Continúan 10 m de areniscas cuarzosas de grano mediano a fino con moderada selección, débilmente micáceas, color gris verdoso claro y escaso cemento calcáreo presentándose como bancos compactos de 0, 2 a 0, 5 m de espesor con intercalaciones de lentes de pelitas gris verdosas claras. Finaliza la secuencia con 2 m de areniscas tenaces, color amarillento, finamente moteadas por limolita, en bancos compactos que culminan con 0, 5 m de areniscas friables, micáceas, con gran contenido de feldespato que le confieren un característico tono rosado.

Ambiente de depositación

En las primeras investigaciones estratigráficas se reconoció la presencia de sedimentos laminados semejantes a los varves, concreciones del tipo marlekor, fragmentos de rocas esparcidos muy aisladamente en el espesor de las pelitas y ondulaciones, así como deformaciones en la secuencia de limolitas laminadas. Estas evidencias llevaron a sostener el origen glacilacustre o limno-glacial de las sedimentitas (Fossa Mancini, 1939, 1940 y 1943; Frenguelli, 1941; Frenguelli *et al.*, 1942; Casas, 1950; Flores, 1969; Flores y Criado Roqué, 1972).

Hünicken y Pensa (1975) interpretaron que el paleoambiente depositacional del Miembro Cautana es de carácter aluvial con cortos períodos lacustres, mientras que el Miembro Pallero representaría un

largo período lacustre de reducida extensión areal, con una flora relativamente abundante desarrollada en un clima templado a cálido. El Miembro Lomas habría sido el resultado de una ligera reactivación tectónica del área, que produjo la depositación de psamitas en un ambiente fluvial. La evolución paleoambiental considerada por Hünicken y Pensa (1975) fue compartida por Almandoz (1993), quien además indicó que la sección media del Miembro Cautana, correspondería a un posible delta progradante en un medio lacustre marginal, donde los sedimentos de playa parecen estar retrabajados.

El paleoclima fue uno de los aspectos más discutidos y polémicos. La revisión de Cúneo (1984) sobre la ecología de la flora neopaleozoica en la Argentina, indica para tiempos contemporáneos a la Formación Bajo de Véliz, un desplazamiento de Sudamérica de zonas periglaciales a sectores más templados, con una disminución de la humedad. Este autor sostiene que «la vegetación migró y se concentró en sectores intramontanos de la parte oriental en forma de bolsones donde aún se mantenían condiciones húmedas». Otro dato de importancia en la determinación de las condiciones paleoclimáticas es la referida a la posición paleolatitudinal de Sudamérica, Rapalini (1990) señaló que para el Pérmico temprano (283 Ma) el sector en cuestión se habría ubicado a los 30° latitud aproximadamente. La existencia de abundante flora y de una entomofauna variada y de gran tamaño, sugieren para su desarrollo condiciones climáticas húmedas, templadas a frías.

Según Astini (2009), la región pampeana en general estuvo cubierta por una calota glacial durante gran parte del Misisipiano como consecuencia de la etapa fría que afectó al Gondwana durante el Carbonífero y Pérmico. La estratigrafía preservada indica que el comienzo de la sedimentación se inició luego de la retracción glacial de la calota misisipiana, desarrollando glaciares politermales y lenguas de descarga con base húmeda que avanzaron rápidamente labrando profundos paleovalles y depositando los primeros registros glaciales preservados en la región, sistemáticamente resguardados en estos paleovalles en «U», seguidos de los sistemas fluvio eólicos que caracterizan la sedimentación pérmica.

Contenido fosilífero

La posición cronoestratigráfica de la Formación Bajo de Véliz fue posible gracias a los estudios de tafoflora, palinología, entomofauna y artropofauna del material proveniente del Miembro Pallero (Archangelsky *et al.*, 1971; Leguizamón, 1971, 1979; Hünicken, 1980; Cúneo, 1984; entre otros). A continuación se enumeran los fósiles registrados:

Megafloras fósiles: *Neuropteridium validum* Feistm., *Gangamopteris cyclopteroides* Feistm., *Equisetites morenianus* Kurtz, *Sphenozamites multinervis* Kurtz, *Noeggerathiopsis hislopi* (Bunb) Feistm., *Noeggerathiopsis hislopi var. subrhomboidalis* Feistm., *Noeggerathiopsis hislopi var. euryphilloides* Kurtz, *Noeggerathiopsis hislopi* (Bunb) Feistm. *form. Sphenozamitoides* Kurtz., *Noeggereatopsis hislopi form. truncata* Kurtz, *Noeggereatopsis hislopi form. cuneiformis* Kurtz, *Noeggereatopsis hislopi form. subcuneiformis* Kurtz, *Cordaites sp., Rhipidopsis ginkgoides* Schmalh., *Rhipidopsis densinervis* Feistm., *Walchia sp., Euryphyllum whittyanum* Feistm., *Schizoneura sp., Phyllotheca sp., Gondwadinidium plantianum* (Carr) con una variedad *Gangamopteris cycloteroides* Feistm. *(Gangamopteris obovata), Glossopteris browniana* Brogn., *Glossopteris indica* (Brogn.) Schimp., *Velisia argentina* (Goth) Freng., *Paranocladus? fallax* Florin, *Paranocladus cf. dusenii* Flor., *Phyllotheca brongniartiana?* Zigno, *Equisetites morenianus* Kurtz, *Sphenophyllum thoni* Mahr., *Cordaites hislopi* (Bunbn.), *Sphenophyllum speciosum* Royle, *Glossopteris decipiens* Feistm., *Palaeovittaria kursi?* Feistm., *Zulemania frenguellii* Casas, *Botrychiopsis plantiana* (Carr.) Arch. y Arron., *Gangamopteris obovata* (Carr.) White, *Glossopteris sp., Samaropsis kurtzii* Leguiz., *Samaropsis sp., A, Samaropsis sp., Glossopteris wilsonii* (Seward).

Microfloras fósiles: *Leiotriletes directus* Bal. y Henn., *Granulatisporites cf. trisinus* Bal. y Henn., *Cyclogranisporites patelliformis* Menénd., *Verrucosisporites sp., Acanthotriletes filiformis* (Bal. y Henn.) Tiwari, *Acanthotriletes sp., Apiculatisporis cornutus* (Bal. y Henn.) y Höeg. y Bose, *Apiculatisporis sp., Neoraistrickia ramosa* (Bal. y Henn.) Hart, *Neoraistrickia sp., Cristatisporites longispinosus* Menénd., *Kraeuselisporites sanluisensis* Menénd., *Kraeuselisporites sp., Thymospora leopardus* (Bal. y Henn.) Hart., *Barakarites rotatus* (Bal. y Henn.) Bharad. y Tiw., *Parasaccites mehtae (*Lele*), Parasaccites sp., Potonieisporites sp., Cordaitina sp., Florinites walikalensis* Höeg. y

Bose, *Florinites elongatus* Menénd., *Densipollenites sp., Caheniasaccites ovatus* Bose y Kar., *Caheniasaccites flavatus* Bose y Kar., *Vestigisporites sp., Protohaploxypinus amplus* (Bal. y Henn.) Hart., *Protosacculina cf. multistriata* (Bal. y Henn.) Potonié, *Protosacculina sp., Striomonosaccites sp., Vittatina latericostata* Menénd. y *Pakhapites fusus* (Bose y Kar.) Menénd.

Artropofauna fósil: *Paranarkemina kurtzi* Pinto y Ornellas. *Philiasptilon hunickeni* Pinto y Ornellas.

Aracnofauna fósil: *Megarachne servinei* Hünicken. *Gondwanarachne argentinensis* Pinto y Hünicken.

La única especie perteneciente al género Megarachne servinei, es un eurypterido extinto del Carbonífero Superior (Hünicken, 1980). Originalmente fue descrito como una araña con un cuerpo de 339 mm, que podría haber sido el espécimen más grande de la historia. El fósil fue reexaminado por Selden *et al.* (2005) quienes determinaron que en realidad se trata de un euryptérido (escorpión) de la familia Mycteroptidae (figura 31).

Relaciones estratigráficas

La unidad apoya sobre el Complejo Metamórfico Conlara y está cubierta por depósitos cuaternarios.

Edad y correlaciones

La abundante información paleontológica contenida en las sedimentitas de Bajo de Véliz, ha permitido asignarles una edad comprendida entre el Carbonífero superior y el Pérmico inferior.

En la sierra de La Estanzuela , a orillas del arroyo del Carrizal y próximo a la localidad de El Tala (fuera de la Hoja), litologías similares fueron estudiadas y ubicadas en el Paleozoico superior por Radozta (1975) y correlacionadas con la Formación Bajo de Véliz (Magnou, 1975). Los afloramientos de la sierra de La Estanzuela fueron equiparados con las unidades aflorantes en Cerro Suco y Sampacho (al sur de la sierra de Comechingones, Córdoba), proponiéndose para todo el conjunto el nombre de Formación Ranqueles (Hünicken y Pensa, 1980).

Hünicken y Pensa (1975) también correlacionaron la Formación Bajo de Véliz con los afloramientos de Chancaní, Totora Huasi y Tasa Cuna (Córdoba) y

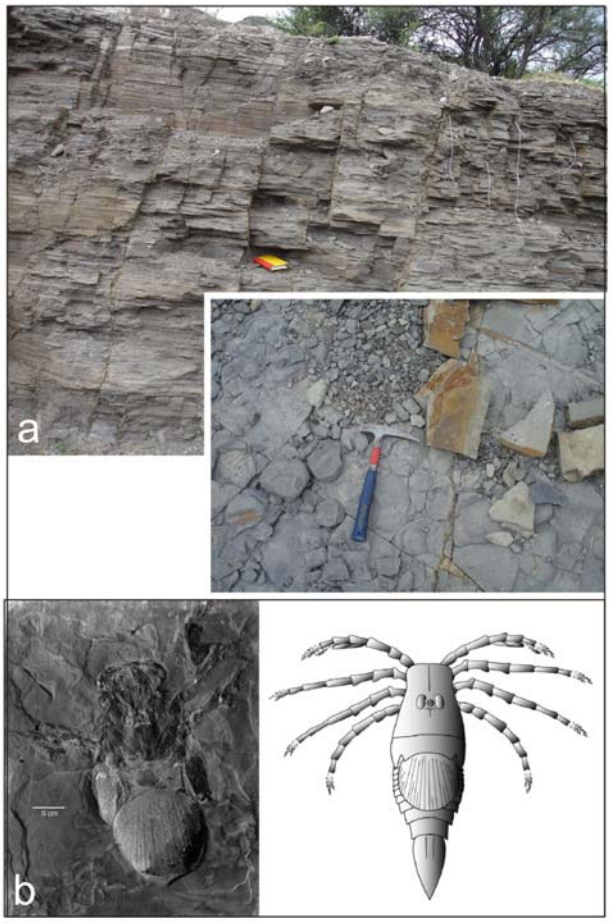

Figura 31: Formación. Bajo de Véliz. a) Pelitas y areniscas grises con paleoflora en la cantera Santa Rosa, estratificación 300/10. Vista al oeste. Punto 88- 65°24'21,998"O, 32°17'2,884"S. b) Reconstrucción del euryptérido (Selden et al. 2005)

con los de la sierra de Los Llanos (La Rioja). Para Salfity y Gorustovich (1983) la Formación Bajo de Véliz representa el borde oriental de la Cuenca Paganzo, interpretación aceptada en el trabajo de recopilación del Sistema Carbonífero de la República Argentina (Archangelsky *et al.*, 1987).

2.2. MESOZOICO

2.2.1. CRETÁCICO

Basaltos (11)

Antecedentes

La presencia de lavas basálticas en la sierra de San Luis fue citada por Pastore y González (1954). Más tarde, López y Solá (1981) describieron afloramientos de la zona de Las Chacras. Llambías y Brogioni (1981) utilizaron la denominación Complejo basáltico olivínico alcalino para referirse a las vulcanitas basálticas aflorantes en las sierras de Cór-

doba y San Luis. En la zona de Las Aguadas, Ulacco (1992) y Ortiz Suárez (1996) describieron diques de basalto y notaron diferencias petrográficas con respecto a las coladas basálticas de Las Chacras. En la sierra de Comechingones, en los alrededores de Las Albahacas, Candiani y Maza (1982) reconocieron diques de basalto subverticales de rumbo NO que cortan metamorfitas del complejo metamórfico.

Distribución areal

Pequeñas manifestaciones de rocas basálticas se hallan en el batolito Las Chacras formando cuerpos de base elipsoidal, mientras que diques basálticos han sido observados en la zona de Las Aguadas (sierra de San Luis) y en las proximidades de Las Albahacas y Los Chañares (sierra de Comechingones).

Litología y estructura

En la zona del batolito de las Chacras, pequeños cerros de basalto que no superan los 170 metros de diámetro, se observan como resaltos discretos sobre el relieve circundante (figura 32). No es clara la relación entre estos afloramientos y líneas de fracturación, pero parecen alinearse con estructuras de rumbo O-NO o con las estructuras circulares tipo cone sheets. En algunos de estos cerritos se han abierto frentes de cantera donde se observa el diaclasado vertical hexagonal del basalto y un plano de fractura subhorizontal que corta la disyunción columnar. La roca es muy compacta, de color gris oscuro, textura porfírica y pasta afanítica muy fina, donde es posible observar pequeños cristales blanquecinos de plagioclasa y/o feldespato alcalino, cuarzo y pequeños cristales de olivino entre 1 y 40 mm. La roca está constituida por clinopiroxeno, olivino, plagioclasa, biotita, nefelina, melilita, analcima y magnetita, a lo que se agrega xenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo; fueron clasificadas como basanitas, basanitas nefelínicas con algo de melilita, nefelinitas olivínicas, basaltos olivínicos y rocas híbridas como producto de la contaminación con la roca de caja (López y Solá, 1981).

Los diques basálticos de Las Aguadas cortan el basamento metamórfico con rumbos N a NE; tienen hasta 2 m de potencia y alcanzan largos de alrededor de 1000 metros. La roca tiene una coloración marrón a rojiza oscura y presenta una textura porfírica donde se distinguen algunos fenocristales de plagioclasa y olivino; la plagioclasa es escasa y se presenta como cristales tabulares fuertemente corroídos, reemplazados por sericita, epidoto y clorita; el olivino está serpentinizado y contiene numerosas inclusiones de espinelo alterado; la pasta está constituida por biotita y plagioclasa, esta última formando cristales zonales alterados a zoicita/clinozoicita y calcita, con inclusiones de apatita, biotita y opacos; el escaso cuarzo se presenta como xenocristales corroídos y rodeados por una corona de material clorítico.

En la sierra de Comechingones, Candiani y Maza (1982) observaron diques de basalto

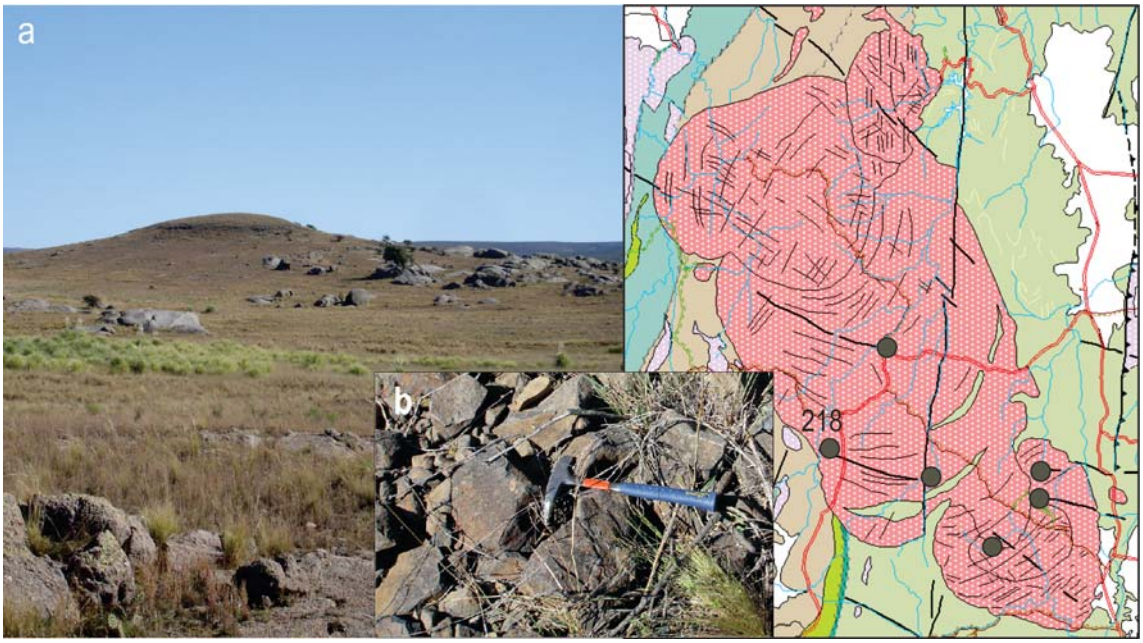

Figura 32: Ubicación de basaltos en el Batolito de Las Chacras
a) Cerrito de basalto cortando el granito porfírico. b) Detalle del afloramiento. Punto 218- 65°48'39,085"O, 32°37'25,474"S

subverticales que con rumbo NO cortan la foliación de los gnéises. Los diques tienen escasa potencia y afloran en cortos trechos. La roca de granulometría fina y de coloración verde oscuro está constituida por plagioclasa An 65, augita muy alterada y reemplazada por actinolita, apatita, olivino muy serpentinizado, biotita cloritizada y opacos (magnetita e ilmenita), con clorita, serpentina, actinolita, calcita, antigorita y crisotilo como secundarios. En base a esta mineralogía fue clasificada como traquibasalto (Bonalumi, 1981).

Edad y correlaciones

Los volcancitos y diques de basalto cortan las rocas de basamento metamórfico y los granitos devónico- carboníferos. Afloramientos similares a los cerritos basálticos de Las Chacras han sido observados más al oeste, fuera de la hoja, al oeste de la pampa de las Invernadas, en lugares conocidos como Cerrito Negro y La Lomita. También al sur de la sierra de Comechingones, en la región de Villa Mercedes y Chaján, sobresalen varios cerritos cónicos de basalto descriptos y datados por López y Solá (1981), con edades entre 66 y 85 Ma (K–Ar roca total). Otras dataciones K–Ar en flogopita dieron una edad de 67.5±2.7 Ma (Lucassen *et al.*, 2002), indicando que estos conitos volcánicos se habrían formado en el Cretácico superior.

Los basaltos de la sierra de San Luis pueden correlacionarse con los derrames basálticos vinculados con los depocentros de Las Salinas y Beazley (Spalletti, 1999), donde se depositaron las secuencias sedimentarias cretácicas sobre sedimentitas triásicas continentales. En la sierra de Las Quijadas, cerca de Hualtarán, se han observado coladas basálticas inmediatamente por encima de los conglomerados, así como varios centros efusivos con diques que cortan la secuencia sedimentaria (González y Toselli, 1973; González y Omil, 1989). Estos derrames de basaltos alcalinos olivínicos, denominados Formación Hualtarán por González y Toselli (1973) fueron clasificados como traquibasaltos por Gordillo (1972) y Llambías y Brogioni (1981).

El evento magmático estaría vinculado con la tectónica extensional que afectó Gondwana durante la apertura del Atlántico Sur. Los procesos acaecidos durante el Mesozoico habrían reactivado antiguas estructuras por donde se canalizó el magma, entre los 150 y 60 Ma (Ramos y Kay, 1991; Kay y Ramos, 1996).

2.3. CENOZOICO

2.3.1. NEÓGENO

2.3.1.1. Mioceno- Plioceno

Formación Paso de Las Carretas y Formación Río Quinto (12)

Sedimentitas fluviales rojizas, areniscas gruesas, conglomerados, margas y calcretes. Limolitas arcillosas.

Antecedentes

En las cabeceras del río Quinto, en la localidad de Paso de las Carretas, se han descrito con cierto detalle afloramientos de rocas asignadas al Neógeno. Rossi (1966b) identificó remanentes aluvionales arenosos al norte de la localidad de Villa del Carmen, río Papagayos y arroyo del Tala, que equiparó con las «facies calchaquíes del Plioceno». Pascual (1954) estudió una sucesión de areniscas arcillosas calcáreas expuestas en la localidad de El Retamo (al noroeste de Quines) y definió la especie Chasicotherium rothi, incluyéndola dentro del Chasicoense (Mioceno superior). En la cuenca de San Luis, las formaciones San Roque y Mulitas fueron correlacionadas con la Formación Los Llanos (Pastore y Ruiz Huidobro 1952, Flores y Criado Roque 1972). Sobre la base de una revisión paleontológica del mismo material estudiado por Pascual (1954), Guiñazú (1962) reubicó a la Formación Los Llanos en el Mioceno. Posterior mente, Methol (1971) mencionó la presencia de sedimentitas homologables con los Estratos de los Llanos aflorantes en el suroeste de Santa Rosa del Conlara.

Miró y Santa Cruz (1973) cartografiaron además afloramientos en Barranca Colorada (al norte de Merlo), La Paz, Luyaba, valle del río Conlara, San Pablo, entre Concarán y Santa Rosa y al norte de esta última localidad, denominándolos Formación Papagayos y asignándoles una edad terciaria superior. Santa Cruz (1979) denominó Formación Río Quinto a las sedimentitas aflorantes en el borde oriental de la sierra de San Luis y describió afloramientos atravesados por el río Conlara, al N-NO de La Toma, Renca y San Pablo, relacionándolos con los Estratos Calchaquíes pliocenos. Di Paola (1994) estudió los calcretes aflorantes al oeste de Santa Rosa del Conlara y los vinculó con procesos de pedogénesis, estimando una edad miocena para ellos. Las unidades San Roque y Las Mulitas fueron correlacionadas con las formaciones Paso de

las Carretas y Río Quinto (Tapia y Rigal, 1933), respectivamente. En la segunda se hallaron restos de mega mamíferos fósiles (Scalabrinitherium sp, Ojeda y Chiesa, 2004), a los que se les otorgó una edad miocena superior.

Sobre la base de lo antes expuesto y el criterio formal seguido por Santa Cruz (1979), se mantiene para las sedimentitas neógenas aflorantes en el valle del río Conlara, la denominación de formaciones Paso de las Carretas y Río Quinto.

En las sierras de Córdoba, los sedimentos continentales rojos, friables a ligeramente cementados, han sido descritos originalmente por Santa Cruz (1972) bajo la denominación de Formación Villa Belgrano.

Distribución areal

Los mayores afloramientos de sedimentitas neógenas aflorantes en el ámbito de la hoja corresponden a los ubicados en los alrededores de la localidad de El Retamo, al NO de Quines. Asomos aislados pueden observarse en el valle de Conlara y en el borde occidental de la sierra de Comechingones. Se presentan en forma de pequeños afloramientos expuestos en las barrancas del río Conlara en el sureste de Paso Grande, al oeste de Renca y San Pablo, norte de Concarán, sur de Santa Rosa del Conlara y este de Punta del Agua. A lo largo del pie de la sierra de Comechingones, existen varios afloramientos entre Merlo y Villa del Carmen que responden a las características de las unidades neógenas. En la vertiente oriental de la Sierra de Comechingones, algunos afloramientos se encuentran al este de Cañada de Álvarez.

Litología

La Formación Paso de Las Carretas está formada por areniscas gruesas de color marrón rojizo, en parte conglomerádicas, con cemento calcáreo margoso y silíceo. En ciertos lugares aparece una marga rojiza con concentraciones de calcedonia. Según Di Paola (1994), se trataría de calcretes que evolucionaron a partir del apilamiento de sedimentos fluviales de tamaño de bloque y guija en su parte inferior y arena-limo en la superior, con estratificación mediana a gruesa. La fracción clástica de los calcretes está compuesta exclusivamente por fragmentos de rocas del basamento cristalino, lo que los ubica cronológicamente por debajo de los acontecimientos volcánicos del terciario. Milana (1994) también reconoció, en la zona del Paso de las Carretas un paleosuelo calcáreo (tosca) con una potencia aproximada de 5 a 6 metros, aspecto terroso y estratificación mediana y ondulada, color blanco a rosado suave y granulometría de arena muy fina a limo, con icnofósiles provenientes de nidos de insectos y raíces.

La Formación Río Quinto cubre en discordancia a la anterior (Santa Cruz, 1979). Está constituida por limolitas finas a medianas, poco arcillosas, con fracción psamítica escasa, color castaño claro y rosado anaranjado. En su mineralogía domina cuarzo, feldespato potásico y abundante biotita, destacándose la ausencia de trizas de vidrio volcánico. Algunas muestras presentan concreciones de calcita y yeso. La fracción arcillosa corresponde a montmorillonita (50%) e illita (50%). Los espesores alcanzan los 30 m en los afloramientos del río Quinto (Santa Cruz, 1979). Además, se extienden en el subsuelo de gran parte del área de estudio (Miró y Santa Cruz, 1973). En el río Conlara y en la zona próxima a Villa del Carmen, la formación yace en discordancia sobre el basamento cristalino y está constituida por areniscas conglomerádicas finas con abundante matriz limosa, color castaño rojizo claro, poco compacta (figura 33).

En las sierras de Córdoba, la unidad equivalente a la Formación Paso de Las Carretas es la Formación Villa Belgrano integrada por depósitos continentales rojos, friables a ligeramente cementados, que se disponen discordantemente sobre el basamento y depósitos cretácicos. Está compuesta por conglomerados y brechas medianas a finas con matriz limo-arenosa que se presentan en cuerpos mantiformes con bases irregulares o netas. Los clastos son angulosos a subredondeados e incluyen una gran proporción de fragmentos basálticos cretácicos. Las capas comienzan con una gradación inversa para continuar con una estratificación cruda o con gradación normal, entre estas se intercalan lentes y capas de areniscas. El conjunto tiene una ligera cementación calcárea y hacia el techo presenta niveles de calcretes laminares.

Ambiente de depositación

Según Di Paola (1987), los flanglomerados y depósitos fluviales miocenos (Formación Paso de Las Carretas) son mayormente del tipo capas rojas, caracterizados por la falta de alteración de la fracción clástica y la presencia de paleosuelos calcáreos, indicadores de condiciones climáticas áridas a semiáridas para el período.

Los depósitos de la Formación Río Quinto son predominantemente de origen fluvial, con facies

Figura 33: Fm Río Quinto. Afloramientos al oeste de Santa Rosa de Conlara. Estratificación 95/25. Punto 204. 65°13'26,112"O, 32°20'6,216"S

distales con preferencia eólicas (loessoides). La discordancia observada entre las formaciones Paso de Las Carretas y Río Quinto correspondería a los movimientos de la Fase Quechua (Mioceno tardío) que habría reactivado las fallas ubicadas hacia el oeste del área de procedencia, elevando e inclinando los depósitos miocenos, como la Formación Paso de Las Carretas y equivalentes. La reactivación tectónica habría producido una nueva secuencia fluvial (Formación Río Quinto) areno limosa, con estratificación paralela y en artesa, con intercalaciones de gravas, constituidas por detritos derivados de rocas del basamento y escasos clastos de vulcanitas.

Prado *et al.* (1998) infirieron un origen subaéreo con procesos pedogenéticos predominantes e indicaron que por sus características texturales se trataría de antiguos sedimentos loéssicos. La presencia de rizoconcreciones, la abundancia de carbonato de calcio pulverulento a lo largo de todo el perfil y las características texturales predominantemente limosas, hicieron inferir antiguos procesos pedogenéticos. Estas características y las variaciones de facies indicarían condiciones ambientales similares a las actuales, es decir, áridas a semiáridas con estación lluviosa.

Relaciones estratigráficas

Los depósitos se apoyan en discordancia sobre el basamento cristalino y están cubiertos por depósitos loessoides pleistocenos. Generalmente están inclinados levemente hacia el este por efecto de la basculación de los bloques serranos.

Edad y correlaciones

Las formaciones Paso de las Carretas y Río Quinto podrían correlacionarse respectivamente con las formaciones San Roque y Cruz de Piedra reconocidas al sur de la sierra de San Luis (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952; Flores y Criado Roque, 1972; Pascual y Bondesio, 1981; Di Paola, 1994). Estas unidades fueron correlacionadas con la Formación Los Llanos (Pastore y Ruiz Huidobro 1952, Flores y Criado Roque 1969). Además, la Formación Paso de las Carretas también sería correlacionable con la Formación Papagayos (Miró y Santa Cruz, 1973) y con la Formación Villa Belgrano (Santa Cruz, 1972).

Los calcretes de la Formación Paso de las Carretas han sido asignados al Mioceno, mientras que la Formación Río Quinto tendría una edad pliocena (Di Paola, 1994).

2.3.2. NEÓGENO- CUATERNARIO

2.3.2.1. Mioceno superior- Pleistoceno inferior

Complejo Volcánico El Morro (13a, 13b, 13c)

13a Andesitas, dacitas, lacitas y traquitas en forma de domos y coladas; 13b Brechas volcánicas traquítico andesíticas y piroclastitas asociadas; 13c Travertinos .

Antecedentes

La unidad ha sido denominada Complejo Traquítico Andesítico por Llambías y Brogioni (1981) y Grupo Volcánico San Luis por Sims *et al.* (1997). Estudios petrográficos y geoquímicos de las vulcanitas fueron realizados por Brogioni (1987b, 1990). En este trabajo se utiliza el nombre Complejo Volcánico El Morro, tomando como referencia la sierra del Morro, un cono de gran dimensión (7 km de diámetro) que se destaca en el extremo sur del valle del Conlara.

Distribución areal

El complejo volcánico se extiende sobre una faja de unos 90 kilómetros de largo que atraviesa con rumbo NO la sierra de San Luis, desde la sierra del Morro hasta la Carolina. En el ámbito de la Hoja, los centros volcánicos constituyen una serie de afloramientos denominados Cerro Inti Huasi, Cerro Pelado, Cerros Largos, Cerro Tiporco y Cerros del Rosario (figura 34).

Litología y estructura

El complejo está formado por domos, coladas de lava y diques de composición andesítica, dacítica, lacítica y traquítica, acompañados por facies piroclásticas (Llambías y Brogioni, 1981; Sruoga *et al.*, 1996; Urbina *et al.*, 1997). En la zona de La Carolina (próxima al borde oeste de la Hoja), Sruoga *et al.* (1996) describieron un sistema de maar- diatrema que comprende depósitos de surge piroclásticos y brechas freatomagmáticas con domos de emplazamiento póstumo. En cambio, en la zona de Cañada Honda (próximo al borde sur de la Hoja), la asociación de facies lávicas con niveles piroclásticos intercalados ha permitido inferir que la actividad volcánica estuvo vinculada con la construcción de un estratovolcán (Urbina, 2005; Suárez Funes, 2007; Vázquez, 2007; Urbina y Sruoga, 2008). En el extremo oriental de la faja volcánica, en los cerros del Rosario y El Morro, se describieron depósitos volcanoclásticos relacionados con el desarrollo de calderas (Brogioni, 1990; Otamendi, 1990; Lacreu y Di Paola, 1992).

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas volcánicas mesosilícicas corresponden a series

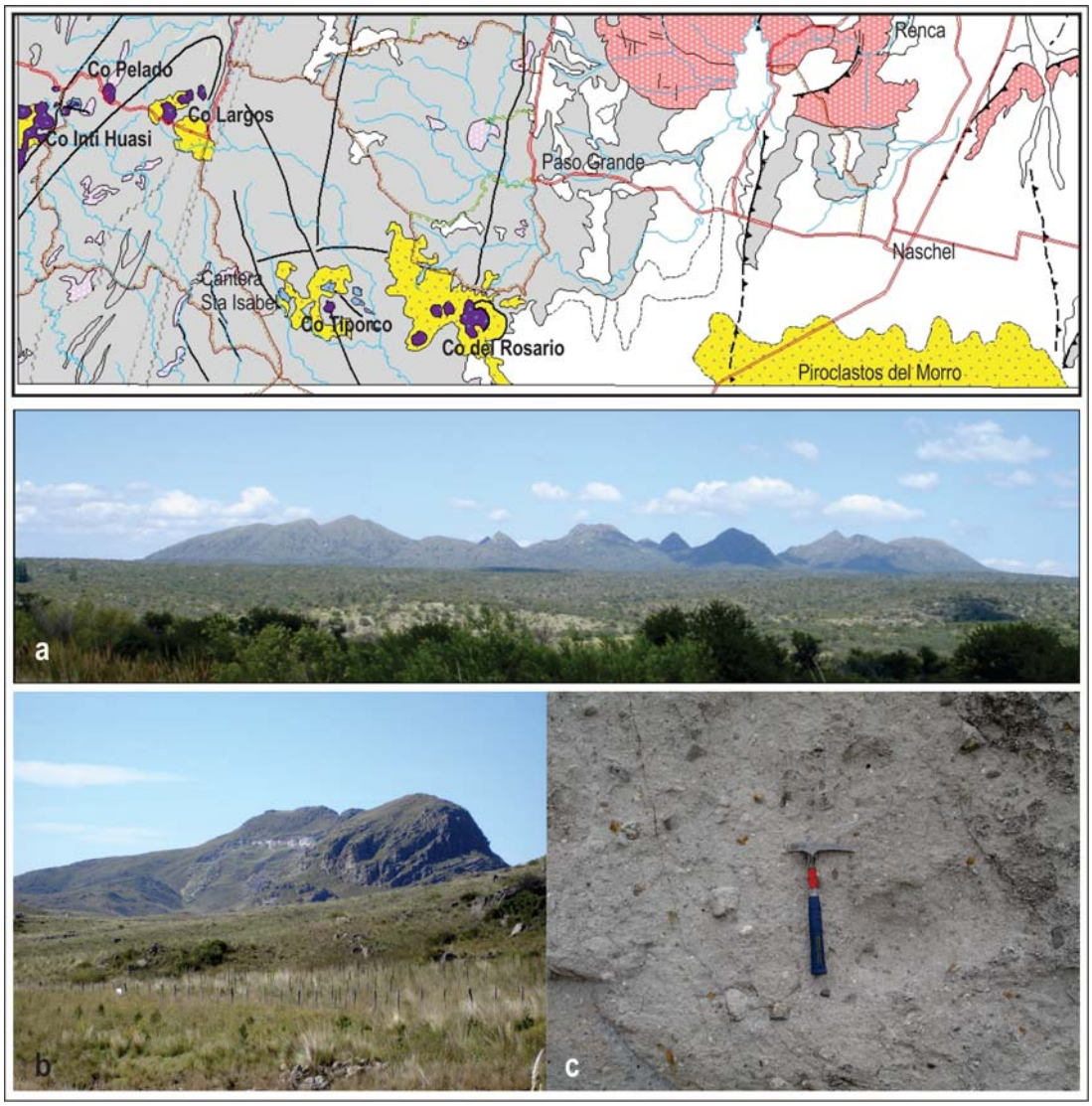

Figura 34: Complejo Volcánico El Morro. Afloramientos en la Hoja Villa de Merlo. Violeta: vulcanitas, amarillo: piroclastos, celeste: travertinos. a) Panorámica cerro El Morro, vista al SE. b) Cerro Intihuasi con una avalancha que dejó expuestos piroclastos blanquecinos, vista al este. c) Piroclastos en un corte del camino próximo a La Carolina.

calcoalcalinas normales a calcoalcalinas de alto potasio y shoshoníticas (Brogioni, 1987b; Urbina *et al.*, 1997) y exhiben un enriquecimiento en potasio a medida que disminuye la edad de las rocas, tanto a escala regional como local. Otras particularidades geoquímicas indican un ambiente de arco vinculado con subducción (Urbina *et al.*, 1997).

Las vulcanitas tienen textura porfírica con pasta afanítica y están constituidas por plagioclasa, sanidina, hornblenda, augita o egirina- augita, biotita y cuarzo, como accesorios suele encontrarse titanita. La andesita es la roca predominante en los Cerros Largos, Tiporco y del Rosario. El cerro Pelado, en cambio, está formado por traquitas (Brogioni, 1987b, 1990).

La geofísica aérea muestra que las rocas volcánicas tienen altos magnéticos y en la radimetría de potasio. Las susceptibilidades magnéticas de los intrusivos dan valores entre 1000 y 3000 x 10^{-5} SI, mientras que en las piroclastitas los valores oscilan entre 400 y 800 x 10^{-5} SI (Sims *et al.*, 1997).

Los depósitos piroclásticos están bien preservados, particularmente en la región de los cerros del Rosario. Se los reconoce por sus coloraciones blanquecinas o grises y buena estratificación. El espesor de las capas varía entre centímetros y metros; la consistencia puede ser dura o friable y consisten en una combinación de pómez, cenizas y fragmentos líticos con frecuentes bombas de vulcanitas y de basamento. Brechas piroclásticas han sido observadas en las adyacencias del cerro Tiporco.

Depósitos hidrotermales tales como travertino y ónix calcáreo aparecen en los alrededores del cerro Tiporco (cantera Santa Isabel). El ónix calcáreo forma venas de alrededor de 2 m de ancho que intruyen el basamento esquistoso o se las encuentra interestratificadas con depósitos piroclásticos. Las venas están formadas por carbonatos color verde y marrón; presentan drusas y cristalización tardía de aragonita y fluorita. El travertino forma generalmente un horizonte rígido (probablemente una paleo superficie) y está bien preservado al NO del cerro Tiporco.

Los centros volcánicos más erosionados ubicados hacia el NO, están asociados con una significativa alteración hidrotermal relacionada con mineralizaciones de oro y plata.

Edad y correlaciones

Las vulcanitas intruyen y cubren los complejos metamórficos Pringles y Conlara. Las rocas piroclásticas rodean a los centros volcánicos y están diversamente erosionadas y retrabajadas.

De acuerdo con las edades obtenidas en el sector occidental, el vulcanismo habría comenzado a los 11 Ma (Urbina y Sruoga, 2008) y se habría extendido hasta los 1, 9 Ma (Ramos *et al.*, 1991; Urbina, 2002). Así las rocas volcánicas tienen edades comprendidas entre el Mioceno superior al Pleistoceno inferior. El cuadro 2 muestra diversas dataciones realizadas en los centros volcánicos principales.

Nº de muestra y localización	Descripción de la muestra	Material datado	Edad K-Ar	Referencias
El Morro	Dique traquiandesítico	Roca total	1,9 ± 0,2 Ma	Ramos *et al.* (1991)
Distrito Cerros del Rosario	Dacita	Roca total	2,6 ± 0,6 Ma	Ramos *et al.* (1991)
El Morro	Andesita intracaldera	Roca total	2,6 ± 0,7 Ma	Ramos *et al.* (1991)
Dique traquítico, La Carolina	Dique traquítico	Sanidina	6,3 ± 0,3 Ma	Sruoga *et al.* (1996)
El Morro	Andesita precaldera	Roca total	6,4 ± 0,6 Ma	Ramos *et al.* (1991)
Depósito La Reynela, Cañada Honda	Alteración hidrotermal	Illita	7,3 ± 0,2 Ma	Urbina y Oggier (2001)
Cerro Pan de Azúcar, distrito La Carolina	Doma dacítico	Roca total	7,3 ± 0,4 Ma	Urbina *et al.* (1995)
Cerro Tomolasta, La Carolina	Domo lacítico	Sanidina	7,5 ± 0,4 Ma	Urbina *et al.*(1995)
Cerro Mogote, La Carolina	Alteración hidrotermal	Sanidina	7.8 ± 0.2 Ma	Urbina (2005)
Tres Cerritos, Tres Cerritos- La Carolina	Andesita de domo	Roca total	8,2 ± 0,4 Ma	Sruoga *et al.* (1996)
Cerro del Valle, Cañada Honda	Andesita de domo	Roca total	8,49 ± 0,2 Ma	Urbina y Oggier (2001)
Verde, distrito Cañada Honda	Dique anular andesítico	Roca total	9,5 ± 0,5 Ma	Urbina *et al.* (1995)
La Carpa. Cañada Honda	Alteración hidrotermal	Illita	9,9 ± 0,3 Ma	Urbina (2005)
Diente Verde. La Carolina	Alteración hidrotermal	Illita	11.2 ± 0,4 Ma	Urbina y Sruoga (2008)

Cuadro 2: Dataciones K-Ar de vulcanitas terciarias de la sierra de San Luis

En correspondencia con las edades obtenidas, los yacimientos asociados al vulcanismo del sector occidental son más antiguos y se habrían formado a mayor profundidad, mientras que el sector oriental exhibe yacimientos carbonáticos y zonas de alteración hidrotemal que corresponderían a niveles más superficiales del sistema epitermal (Urbina, 2005).

Los pórfidos cupríferos ricos en oro, como los del yacimiento Diente Verde, similares a los depósitos de Bajo de la Alumbrera (Catamarca), se encuentran respectivamente en la transición hacia el sur y hacia el norte del segmento de subducción subhorizontal, entre los 27º y 33º de latitud sur (Jordan *et al.*, 1983, Ramos *et al.*, 2002), poniendo en evidencia la existencia de estructuras transversales que controlaron el emplazamiento del vulcanismo terciario y sus mineralizaciones (Urbina y Sruoga, 2009).

2.3.2.2. Plioceno- Pleistoceno

Depósitos pedemontanos antiguos (14)
Conglomerados matriz y clasto sostén, medianos a gruesos,

Antecedentes

Los depósitos de piedemonte han recibido distintos nombres; en el valle del Conlara, Miró y Santa Cruz (1973) denominaron Formación Clástica Gruesa al conjunto integrado por las unidades que, de base a techo, agrupan el Conglomerado Merlo, Formación Renca, los fanglomerados de la Formación Uspara y la Formación La Estanzuela. En el ámbito cordobés, Cantú (1992) describió un cono antiguo en la zona de Alpa Corral.

Distribución areal

Los depósitos de piedemonte antiguos afloran en la ladera occidental de las sierra de Comechingones, con potencias promedio entre 150 a 200 metros en el subsuelo de la depresión del Conlara (Miró y Santa Cruz, 1973). En Alpa Corral está preservado un abanico aluvial que tiene como ápice la salida del río Las Barrancas.

Litología y estructura

La unidad incluye los remanentes de dos generaciones de abanicos aluviales que se acumularon entre el Plioceno y el Pleistoceno medio a superior.

La unidad está compuesta por sedimentitas fluvio torrenciales consistentes en capas de conglomerados clasto sostén, medianos a gruesos, con matriz arenosa de granulometría media a gruesa, formando estratos tabulares con estratificación subhorizontal poco marcada, entrecruzada planar o entrecruzada en artesa. Los depósitos se encuentran disectados y forman terrazas o lomas achatadas, ubicándose en una estrecha franja al pie de los escarpes tectónicos de la zona. En la zona de Merlo suelen coronar afloramientos de basamento cristalino que están limitados al oeste por la denominada falla de Los Molinos (Costa *et al.*, 1992; Costa y Vita Finzi, 1996). En la zona de Alpa Corral, la unidad constituye un abanico aluvial compuesto por arenas finas con gravas dispersas y arenas medias a gruesas con intercalaciones de gravas (Cantú, 1992).

Relaciones estratigráfica, edad y correlaciones

Los depósitos de piedemonte antiguos se apoyan sobre las rocas del basamento cristalino y las sedimentitas neógenas. Suelen estar cubiertos parcialmente por depósitos mantiformes loessoides de escasa potencia y por abanicos aluviales actuales que los ocultan total o parcialmente.

La edad de estos depósitos pedemontanos estaría vinculada al levantamiento principal de las sierras Pampeanas en el período Plioceno- Pleistoceno inferior a medio (Santa Cruz, 1972; Latrubesse *et al.*, 1990; Cantú, 1992), ascenso que produjo un período erosivo de gran intensidad.

La unidad se correlaciona con las formaciones Estancia Belgrano (Santa Cruz, 1972 a, b, 1973), Cuchi Corral (Pessio, 1989), Brochero (Sayago, 1979) y Las Chacras (Latrubesse *et al.*, 1990).

2.3.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la región han estado controlados por la actividad tectónica y una alternancia de ciclos climáticos húmedos y áridos.

2.3.3.1. Pleistoceno

Formación Pampeano (15)
Limos

Antecedentes

Los sedimentos pampeanos (Fidalgo *et al.*, 1975) involucran todos aquellos en que la fracción limo es más abundante que la arena y arcilla. Para algunos ámbitos de la llanura pampeana, Ameghino (1908), Kraglievich (1952) y Zárate (1989) observaron dis-

tintas composiciones dentro de la unidad. Riggi *et al.* (1986) separaron por primera vez dos unidades litoestratigráficas (Formación Ensenada y Formación Buenos Aires) utilizando un criterio paleontológico ya que no abundan particularidades litológicas que permitan su separación, asignándoles una edad mamífero Ensenadense y Lujanense respectivamente (en el sentido de Pascual *et al.*, 1965).

Cantú y Blarasín (1987) emplearon el nombre Formación Pampeano para los sedimentos loéssicos, pardo rojizos, cementados con carbonato de calcio y óxidos de hierro, aflorantes en el sector centro-sur de la provincia de Córdoba, basándose en el criterio de Fidalgo *et al.* (1973). Posteriormente, Piovano *et al.* (1992) homologaron los sedimentos aflorantes en el sector oeste de Córdoba con la Formación Pampeano.

Con el nombre de Formación San Felipe, Santa Cruz (1979) incluyó las limolitas arcillosas, algo arenosas, con abundante cemento calcáreo, similares a las «toscas» del Pleistoceno Inferior y Medio de la región pampeana; el autor reconoció afloramientos en el área occidental de Naschel, cerca del río Conlara, que se extenderían en el subsuelo hasta el embalse de San Felipe y también en las localidades de San Pablo y Tilisarao, apoyando sobre las sedimentitas de la Formación Río Quinto.

Distribución areal

En la llanura cordobesa, la unidad aflora en la base de las barrancas del río Chocancharava (río Cuarto) y su curso alto conocido como río de Las Barrancas. Según Cantú y Degiovanni (1984), el espesor aflorante cerca de las sierras puede llegar a varias decenas de metros, aunque es común que no supere los 10 metros, quedando limitada al lecho de los ríos. En el valle del Conlara quedan pocos lugares sin que la unidad haya sido retrabajada y mezclada, a diferencia de lo que ocurre en Córdoba dónde se conservan inalterados los depósitos originales de loess.

Litología y estructura

La Formación Pampeano es el resultado de un ciclo climático árido. Está compuesta principalmente por limos eólicos, loéssicos, de color pardo rojizo a pardo amarillento, con alto contenido de carbonato disperso y presencia de calcretes y sedimentos limosos y limoarenosos, muy finos, con niveles que contienen nódulos de cementación de hierro y sílice (Cantú, 1992). El origen eólico fue confirmado por Eric (1986) y su mineralogía indica un aporte del basamento cristalino de Sierras Pampeanas (Qtz, Fel, Bt, Ep y Tur). Además, contienen 11- 30 % de vidrio volcánico ácido.

Dentro de la unidad se reconoció un nivel inferior algo más arcilloso y compacto que presenta concreciones de carbonato de calcio epigenético, conocidas como toscas; el nivel superior tiene características similares pero es más friable y puede incluir concreciones carbonáticas de origen pedogenético. Entre estos sedimentos suelen disponerse areniscas conglomerádicas en forma de cuerpos lenticulares, con estratificación cruzada, en artesa y planar. Si bien se ha interpretado que los sedimentos limosos tienen un origen eólico, la presencia de lentes de arena y grava indica cierta actividad fluvial.

En el río de Las Barrancas, Cantú (1992) describió un perfil tipo que está representado por 32 m de limos eólicos, loessoides, que contienen nueve niveles de calcretes; por encima, unos lentes de arena y grava podrían estar indicando el comienzo de un cambio climático. En las barrancas del río Conlara, Chiesa *et al.* (1997) describieron una sucesión de 7 metros de potencia con diferentes procesos pedogenéticos coronados por horizontes humíferos. La secuencia comienza con una base de 0, 60 m de gravas finas y arenas medianas, de carácter fluvial, seguida por limos color pardo amarillento con restos de vertebrados fósiles, arcillas limosas color oliva y limos arcillosos color pardo grisáceo.

Edad y correlaciones

Esta formación ha sido asignada al Pleistoceno medio-tardío, por el hallazgo de un maxilar de Smilodon sp.; Sanabria y Argüello (2003) correlacionan a esta Unidad con el Miembro inferior de la Formación Río Primero (Santa Cruz, 1972) y con la Unidad «Limos Arcillosos». Las dataciones por termoluminisencia (TL), luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) y luminiscencia ópticamente estimulada por infrarrojo (IRSL) arrojan una edad que varía entre los 99.7 + 17, 5 ka y los 55, 6 + 10 ka. Localmente, sobre la Formación Pampeano, se desarrolla un suelo denominado Geosuelo Estancia El Cerrito (Cantú, 1998), el cual es asociado a la formación de calcretes locales que arrojaron edades radiocarbónicas que varían entre 27, 75 + 1 ka y 22, 8 + 0, 5 ka AP, ubicándolo en el Pleistoceno tardío (Schiavo, 2003; Degiovanni *et al.*, 2003).

Formación Río Conlara (16)
Arenas y gravas

Antecedentesy Distribución areal

Rigal (en Methol, 1971) describió el contenido fosilífero (gastrópodos y diatomeas) de esta unidad. En el área de influencia del río Conlara, Santa Cruz (1979) denominó Formación Río Conlara a los depósitos macizos limos arenosos, con grava dispersa o formando lentes, que afloran como un conjunto de lomadas alargadas. Más al sur, el mismo autor describió depósitos similares con el nombre de Formación Renca. En la zona cordobesa, la unidad sedimentaria equivalente ha sido denominada Formación Chocancharava (Cantú, 1992) sobre la que Cruz (2007) realizó un estudio paleontológico y paleoambiental.

La unidad incluye un ciclo aluvial- coluvial asociado a todos los ríos y a los principales arroyos de Córdoba y San Luis.

Litología y estructura

Los sedimentos de esta unidad aluvial afloran a lo largo del río Conlara, entre las localidades entre San Pablo y Santa Rosa de Conlara, donde se exponen espesores entre 5 y 8 m. Allí se reconocieron varios niveles interestratificados dispuestos horizontalmente, compuestos por arena, arena limosa, limo arenoso y niveles de grava fina a gruesa.

En varios perfiles levantados en las barrancas del río Conlara, Rigal (en Methol, 1971) observó sedimentitas lacustres con un contenido fosilífero representado por gasterópodos fósiles, alto contenido en materia orgánica y de carbonato, con abundantes frústulos de diatomeas representantes de una flórula muy pobre en especies. También escasos restos de pinnularia, caparazones de Critomatáceas y células epidérmicas silicificadas de gramíneas. De acuerdo con el hábitat de las diatomeas, se identificó un ambiente de poca profundidad y aguas dulces o muy poco salobres.

Sobre la base de la asociación paleontológica, las características estratigráficas, presencia de yeso y calcita, la conductividad eléctrica del extracto sedimentario y quimismo del agua subterránea, Chiesa *et al.* (1997) infirieron un paleoambiente semiacuático, en parte estancado y poco profundo, moderadamente rico en nutrientes, clima templado, con vegetación sumergida y costas semivegetadas, de aguas dulces a levemente salobres de composición sulfatada sódica.

La irrupción de un ciclo húmedo debido a la elevación del terreno provocada tectónicamente en el Pleistoceno medio, produjo erosión y agradación en los niveles topográficamente más bajos, dando lugar a los depósitos de llanura de inundación y canales anastomosados compuestos por los sedimentos limoarenosos de color verde amarillento con rizoconcreciones, bioturbación y restos de diatomeas. El material aluvial contiene rodados de basamento principalmente de composición granítica, en una matriz arenosa media a gruesa, cementada por carbonato de calcio. Los sedimentos de origen coluvial están compuestos principalmente por loess retransportado.

Relaciones estratigráficas

En San Luis, la secuencia apoya sobre el basamento cristalino, las sedimentitas de la Formación Río Quinto y, parcialmente, sobre conglomerados de los depósitos pedemontanos antiguos. Suprayacen las sucesiones entoscadas de la Formación Pampeano y son cubiertos por extensos depósitos eólicos de la Formación General Paz.

Edad y correlaciones

La sucesión estratigráfica y el contenido paleontológico en la región permiten establecer correlaciones entre las formaciones Río Conlara, Chocancharava y Río Primero.

En la llanura del sur de Córdoba estos depósitos aluviales son conocidos como Formación Chocancharava. De acuerdo a Cantú (1992, 1998) y Cantú *et al.* (2004), los depósitos aluviales de la Formación Chocancharava son asignables al Pleistoceno Superior. Los taxones de mamíferos registrados para las formaciones Chocancharava y La Invernada: Megatherium americanum, Glyptodon clavipes, Scelidotherium leptocephalum y Mylodon darwini, son exclusivos de las edades Bonaerense (Pleistoceno Medio) y Lujanense (Pleistoceno Superior -Holoceno Inferior), mientras que los géneros Panochthus y Sclerocalyptus se registran desde el Ensenadense hasta el Lujanense (Scillato-Yané *et al.*, 1995; Cione *et al.*, 1999).

2.3.3.2. Pleistoceno- Holoceno

Depósitos loéssicos (17)
Sedimentos loéssicos (limos, limos arenosos y limos arcillosos).

Antecedentes

Los depósitos loéssicos fueron denominados Formación General Paz por Santa Cruz (1973) para

referirse a la unidad loéssica aflorante al este de la Sierra Chica de Córdoba. Más al Sur, Cantú (1992) utilizó la nombre de Formación La Invernada para describir un manto tabular de loess típico de 2 a 6 m de espesor visible y de gran extensión areal. En la provincia de San Luis, la unidad ha sido descrita y denominada informalmente Formación La Estanzuela (Miró y Santa Cruz , 1973) y posterioremente redefinida como Formación San Luis (Santa Cruz (1979).

Distribución areal

Aflora a lo largo del valle de Conlara y en la llanura al Este de las sierras de Córdoba. Constituye las extensas pampas de altura de la sierra de San Luis (pampa de San Martín) y otras menores en la sierra de Comechingones (como por ejemplo al norte del cerro Aspero y en Yacanto de Calamuchita).

Litología y estructura

Los depóstitos loéssicos están constituidos por limos medianos a finos, con arcillas subordinadas y escasas arenas. Son sedimentos eólicos de color pardo amarillento y sin estructuras visibles, friables y pulverulentas. En los niveles basales el loess se presenta macizo o ligeramente laminado, con una estratificación tenuemente marcada por la presencia de delgadas capas de arena o gravillas. Contiene carbonato de calcio pulverulento, disperso o en forma de concreciones. Localmente presenta intercalaciones de depósitos fluviales efímeros constituidos por lentes de arena gruesa y guijas de tipo torrenciales.

Los espesores observados en cárcavas o terrazas fluviales varían entre 4 y 7 metros.

Relaciones estratigráficas

La unidad cubre discordantemente las formaciones Pampeano y Río Conlara, tanto en las zonas de interfluvios como en las terrazas fluviales.

Edad y correlaciones

Los sedimentos se habrían originado por un ciclo de aridez que se correspondería con el Último Máximo Glacial y el Tardiglacial (Pleistoceno Superior- Holoceno).

En la zona de la llanura, la unidad puede ser correlacionada con la Formación Tezano Pintos (Kröholing, 1993; Iriondo y Kröholing, 1995). Los sedimentos aflorantes en las pampas de altura pueden correlacionarse con la Formación Charbonier (Carignano, 1997) y con la Formación Chuña (Carignano, 1996, 1997).

2.3.3.3. Holoceno

Depósitos pedemontanos (18a)
Grava y arena de abanicos aluviales

Se presentan en la base de los cordones montañosos donde el relieve de los escarpes de falla genera gran cantidad de sedimento; pasan gradualmente a depósitos de la llanura aluvial. Los abanicos más desarrollados se encuentran en la denominada ladera occidental de la sierra de Comechingones y el frente serrano septentrional de la sierra de San Luis.

La unidad está constituida por gravas y arenas pobremente clasificadas y sin estratificación visible. Pueden contener bloques de diversos tamaños.

Cubren total o parcialmente a los depósitos de piedemonte pleistocenos.

Depósitos de remoción en masa (18b)
Bloques

Los depósitos de remoción en masa en la sierra de San Luis han sido estudiados por González Díaz *et al.* (1997). Uno de ellos es conocido como avalancha Las Cañas debido a la proximidad con el puesto epónimo.

En la zona de trabajo, estos sedimentos se hallaron en varios sectores. Una zona de avalancha de roca se localiza en la ladera occidental del cordón del Realito, a unos 15 km al SO de Luján. En el cerro Intihuasi se observó la cicatriz de una avalancha que afectó los depósitos piroclásticos (figura 34b). Al este de la localidad de Santa Rosa de Calamuchita afloran 4 metros de sedimentos con características loessoides pero con una morfología de lóbulos asociados a fenómenos de remoción en masa (32°04’6.23"S, 64°31’19.58"O); estos lóbulos están cubiertos por depósitos de flujo pedemontano, constituidos por un conglomerado clasto sostén con bloques de hasta 0, 40 metros.

La avalancha del cordón del Realito se generó debido a la abrupta escarpa de falla del margen occidental de la sierra, que presenta desniveles de 500 a 600 metros. Allí se puede observar la zona de desprendimiento (cicatriz cóncava) y la zona de acumulación con forma de lengua que alcanza 3000 m de largo y anchos de hasta 2600 metros. Estos depósitos contienen grandes bloques angulosos de alrededor de 150 m^3, en su mayoría de composición granítica.

Depósitos aluviales (19)
Arenas, gravas y conglomerados

Los depósitos fluviales son sedimentos granulares asociados a los colectores principales. En San Luis se destacan los depósitos de los ríos Luján, Quines y Conlara, mientras que en Córdoba los de los ríos de los Sauces y de las Barrancas- Chocancharava.

La unidad está formada por arenas, gravas y conglomerados. En lugares constituyen depósitos mantiformes asociados a descargas estivales, típicas de climas árido-semiáridos.

En su mayoría corresponden a sedimentos recientes.

Depósitos eólicos (20)
Arena

Los depósitos eólicos abarcan una considerable porción de la llanura ubicada al norte de la sierra de San Luis y cubren en parte los depósitos de la planicie fluvial de los ríos Quines y Luján.

Están representados por cuerpos mantiformes de arena moderadamente seleccionada, de color pardo-amarillento, friables y macizos con espesores que oscilan entre 1 y 4 metros.

En la zona de la Hoja Villa Dolores, la unidad es denominada Formación Las Ollas (Carignano, 1996, 1997). Hacia el oeste, Ramonell *et al.* (1992) propusieron el nombre de Formación Puerta Negra, para identificar un extenso campo de dunas longitudinales.

3. ESTRUCTURA

Las rocas de basamento de las sierras de Comechingones y San Luis han sido afectadas por tres eventos deformativos, metamórficos y magmáticos denominados Ciclo Pampeano (Cámbrico), Ciclo Famatiniano (Ordovícico) y Ciclo Achaliano (Devónico). Los complejos metamórficos preservan evidencias de los eventos más antiguos, mientras que las filitas de la Formación San Luis solamente registra los efectos de las últimas deformaciones. Toda la región fue posteriormente afectada por fallamiento extensional durante el Mesozoico y fallamiento inverso y basculación de bloques durante el Ciclo Andino cenozoico.

Existen numerosos trabajos que se han ocupado de la estructura del basamento cristalino, entre ellos los que Kilmurray y Dalla Salda (1977), Criado Roqué *et al.* (1981), Kilmurray y Villar (1981), Martino *et al.* (1995), Escayola *et al.* (1996), Sims *et al.* (1997) y Whitmeyer y Simpson (2003, 2004), que hacen referencia a los tres ciclos tectónicos principales. Otros trabajos de carácter local fueron realizados por Ortiz Suárez (1988), Ortiz Suárez y Ramos (1990), Llano *et al.* (1987), Carugno Durán (1998 b), López de Luchi (1993), Costa (1996) y Otamendi *et al.* (2004), entre otros.

Ciclo Pampeano: deformación y metamorfismo cámbricos

El rasgo estructural más antiguo observable en la sierra de Comechingones corresponde a la foliación metamórfica de alto grado, bien preservada en gneises pelíticos y anfíbolitas de los complejos metamórficos cordobeses. La foliación S1 está definida por leucosomas y orientación de biotita, cuarzo y sillimanita, con una lineación L1 definida por sillimanita y cuarzo. En los ortogneises tonalíticos, la foliación está definida por la lineación de las hojas de biotita, con una débil lineación cuarzo y biotita. En anfíbolitas y rocas calcosilicáticas la foliación está muy bien diferenciada por el bandeado mineralógico, con la hornblenda alineada. Si bien los planos de foliación, de rumbo general NNO, inclinan moderadamente hacia el este, localmente la dirección de buzamiento puede variar por el intenso retrabajado que produjeron los eventos posteriores. La paragénesis sillimanita granate en los gneises pelíticos indica un metamorfismo en facies anfíbolita (M1) y la gran cantidad de pegmatitas muscovíticas y leucosomas, formados subconcordantemente con la foliación S1, sugieren que tuvo lugar una fusión parcial vinculada con el mismo evento.

Dataciones U-Pb en circón y monacita de las sierras de Córdoba, que crecieron durante el M1 (Lyons *et al.*, 1997), dieron edades de alrededor de 530 Ma (Camacho e Ireland, 1997).

Ciclo Famatiniano: deformación y metamorfismo ordovícicos

En la sierra de San Luis, las metapelitas del Complejo Metamórfico Pringles poseen una fábrica gnéisica definida por sillimanita y biotita (S1 en este complejo, pero S2 a nivel regional), con lentes y pods de leucosomas cordierita- granatíferos. El bandeado gnéisico tiene un rumbo NNE y buza moderadamente al este, con una lineación mineral de alto ángulo definida por sillimanita y biotita.

El complejo contiene fajas miloníticas de pocas decenas de metros de ancho, paralelas al bandeado gnéisico. Las paragénesis de alto grado y la lineación de estiramiento paralela a la de los gnéises, sugiere que se formaron sincrónicamente (Sims *et al.*, 1997). Los indicadores cinemáticos de los gneises y milonitas indican un sentido de desplazamiento de bloque este sobre oeste.

En los gneises y esquistos del Complejo Metamórfico Conlara se formó una esquistosidad penetrativa acompañada por una lineación mineral de biotita, muscovita y cuarzo. El grado metamórfico alcanzado es facies de anfíbolitas inferior y esquistos verdes superior.

Numerosos cuerpos de pegmatita y granitos están intruidos sincrónicamente con la deformación y muestran un grado variado de plegamiento y recristalización; una edad U-Pb (uraninita) de 460 Ma ha sido obtenida de una de esas pegmatitas (Linares, 1959). Si bien esa edad es más joven que la obtenida para la granodiorita El Tamboreo y Bemberg (470±5Ma y 468±6Ma U-Pb SHRIMP, Sims *et al.*, 1998; Stuart-Smith *et al.*, 1999), la intensa deformación de las pegmatitas, que no afecta la Formación San Luis ni a las granodioritas Tamboreo y Bemberg y la ausencia de pegmatitas en la Formación San Luis, sugiere que la edad uraninita está reseteada o es una edad de enfriamiento. Esta edad es consistente con la edad Th-Pb (monacita) de 451 ± 10 Ma (Camacho e Ireland, 1997) derivada de la fábrica compresional de alto grado del Complejo Metamórfico Pringles (Sims *et al.*, 1997).

Ciclo Achaliano: deformación y retrogradación devónicas

En la mayor parte de la región, las fábricas de alto grado pampeanas (D1) y famatinianas (D2) han sido mayormente rotadas al paralelismo por una fábrica de cizalla penetrativa que está asociada a un prolongado episodio colisional denominado Ciclo Achaliano. Este episodio está marcado por el desarrollo de importantes zonas miloníticas con retrogradación metamórfica a facies de esquistos verdes y el emplazamiento de voluminosos plutones graníticos.

La deformación del Ciclo Achaliano fue repartida entre zonas de sobrecorrimientos y deslizamientos de rumbo, con relaciones de superposición repetidas. Los dominios entre las zonas de cizalla fueron plegados y replegados produciendo pliegues de interferencia en domos y cuencas. El esfuerzo fue concentrado en algunas zonas miloníticas principales, como en el caso de la faja de cizalla Tres Árboles- Las Albahacas entre los complejos metamórficos Comechingones y Conlara y la faja Río Guzmán que separa el Complejo Metamórfico Conlara de la Formación San Luis.

Sims *et al.* (1997) reconocieron 4 estilos de deformación dentro del Ciclo Achaliano:

Foliación milonítica penetrativa y plegamiento apretado a isoclinal, vinculados a sobrecorrimientos, en facies esquistos verdes. En el Complejo Metamórfico Conlara la foliación es una fábrica penetrativa definida por biotita, que rotó las fábricas anteriores al paralelismo. La interferencia con los pliegues subhorizontales de los complejos Pringles y Conlara, produjo patrones tipo domos y cuencas. En la Formación San Luis la estratificación está plegada isoclinalmente, con el desarrollo de un clivaje pizarroso plano axial, S1 en la Formación San Luis pero S3 a nivel regional, que se presenta entre las fajas de cizalla principales. La edad máxima para la primera fábrica de este evento es provista por la datación 403+6Ma U-Pb en circones (Camacho e Ireland, 1997) para el plutón granítico La Escalerilla que fue afectado por este tectonismo. Dentro de las milonitas, el cuarzo está recristalizado formando cintas, la biotita está deformada y localmente reemplazada por clorita, hematita y goethita, y la sillimanita M1 fue convertida en agregados de muscovita. Lineaciones minerales (L3) o espejos de fricción, que inclinan fuertemente al ENE, son definidos por alineación muscovita, clorita, cuarzo y biotita relíctica rotada.

Cizallamiento dúctil con componente de rumbo. Zonas de cizalla de hasta 50 m de ancho se desarrollaron en varias áreas dentro de la sierra de San Luis. Una de ellas es la cizalla La Arenilla. Las zonas contienen una fábrica milonítica con una elongación mineral subhorizontal e indicadores cinemáticos bien desarrollados.

Sobrecorrimientos de bajo grado en zonas de cizalla discretas, con plegamiento y crenulación de la fábrica milonítica temprana. Importantes zonas de cizalla de bajo grado, como las cizallas Río Guzmán en San Luis y Tres Árboles en Córdoba, se superponen a las cizallas de rumbo. Tienen varios kilómetros de ancho y contienen fábricas con minerales en facies de esquistos verdes, que muestran un sentido de bloque este arriba, con una lineación inclinando al este, paralela a la primera fábrica L3. Contemporáneamente con estas zonas se habría formado un clivaje de crenulación regional asociado

con un plegamiento abierto de rumbo N-S. Los granitos devónicos del Complejo MagmáticoAchiras se habrían intruido subconcordantemente como láminas paralelas a la foliación S2, y junto con las metamorfitas fueron plegados como grandes pliegues volcados y pliegues chevrón a escala mesoscópica (F3). Una débil crenulación plano axial (S3b) inclina moderadamente a fuertemente al ENE.

Fallamiento de rumbo frágil, conjugado en juegos NO y NE. Un sistema de fallas de rumbo, frágiles, rectilíneas y verticales, con direcciones ONO y NE, zonas de brecha y fracturas (von Gosen y Prozzi, 1996) afectan el basamento de las sierras de Córdoba y San Luis, desplazando en algunos lugares las foliaciones miloníticas S3 y sus pliegues relacionados. Las fallas se observan claramente en las imágenes satelitales y algunas pueden ser delineadas sobre la geofísica aérea como zonas de bajo magnetismo debido a la destrucción de la magnetita. Una de estas fallas de rumbo NO contiene una brecha silicificada de unos 5 m de ancho (figura 35), en la cercanías del cerro Loma Bola (65°0’23.124"O, 32°13’22.478"S). La orientación y relaciones conjugadas de las fallas de rumbo ONO y NE, zonas de brecha y fracturas indica una posible continuación del régimen compresivo E-O que acompaño el desarrollo de las superficies S3. Este sistema está bien desarrollado en las Sierras Pampeanas, donde edades Ar-Ar de micas en venas de cuarzo indican que el estadio comenzó a los 385 Ma, con un pico a los 370 Ma y continuó hasta los 355 Ma.

Extensión Mesozoica

En las Sierras Pampeanas, las sedimentitas cretácicas continentales, asociadas a derrames y diques basálticos, conforman una asociación de rift desarrollada en una serie de hemigrábenes asimétricos hundidos hacia el este, controlado por fallas directas. Durante la tectónica Andina estas fallas fueron reactivadas como fallas inversas, provocado la inversión de las cuencas cretácicas.

Ciclo Andino. Fallamiento inverso.

El tectonismo asociado con la colisión de las placas de Nazca y Sudamericana durante el Neógeno, generó en la región de Sierras Pampeanas un período de deformación extensional seguido de compresión desde el Neógeno Superior hasta el presente. Durante la fase extensional se formaron pequeñas cuencas orientadas NO-SE, donde se depositaron sedimentos que aún se preservan en algunos lugares. También durante este período se emplazó un vulcanismo shoshonítico calcoalcalino, alto en potasio, sobre una faja de unos 80 km paralela a las cuencas extensionales, que se extiende desde la sierra del Morro hasta La Carolina.

Luego del Plioceno Medio el vulcanismo cesó y comenzó un régimen compresional que produjo el levantamiento de bloques de basamento por la acción de fallas inversas.

La falla que levanta la sierra de Comechingones presenta un rumbo general N-S, es de carácter in-

Figura 35: Brecha silicificada en fractura de rumbo NO. Co Loma Bola, vista al noroeste. Punto 195- 65°0'23.124"O, 32°13'22.478"S.

verso de alto ángulo (Bojanich Marcovich, 1964; Methol, 1971; Gordillo y Lencinas, 1979) y tiene inclinaciones variables entre 45° y 55° (Costa *et al.*, 1994; Costa y Morla, 1996; Costa y Vita Finzi, 1996; Murillo, 1996). Los planos de falla no suelen estar bien expuestos debido al abundante material aluvial que cubre su traza, sin embargo inmediatamente al sur de Papagayos puede observarse la zona de falla en las canteras de caolinita dentro del Granito Uspara, donde el granito, brechado y alterado a clorita y caolín, está cortado por fallas que buzan 45º al SE. La falla Comechingones es desplazada por fracturas oblicuas de rumbo NO, con un movimiento izquierdo, como puede observarse al norte de la localidad de Merlo y al sur del batolito del Cerro Áspero. Según la información de subsuelo aportada por Miró y Santa Cruz (1973) el máximo rechazo de la falla se ha verificado a la latitud de San Javier, con una componente vertical de 2.200 m, decreciendo hacia el sur, donde la falla se resuelve en una serie de ramificaciones como las que bordean la sierra de la Estanzuela.

La falla Comechingones está acompañada hacia el oeste por un ramal de menor expresión topográfica, conocido como falla El Molino (Costa *et al.*, 1992), que se extiende entre San Javier y Los Molles. La estructura El Molino está marcada en el piedemonte por una serie de escarpas discontinuas, pero alineadas entre sí a través de un arreglo escalonado producto de la interacción con las fallas de dirección NO. Las escarpas generan desniveles de hasta cincuenta metros visibles en zonas donde afloran rocas de basamento metamórfico coronadas por una cubierta detrítica que puede alcanzar hasta unas pocas decenas de metros. En algunos lugares sólo están expuestos los depósitos pedemontanos antiguos junto con material coluvial. Estas geoformas se destacan como islas dentro de las unidades de abanicos y bajadas más recientes, contrastando además porque en muchos casos exhiben una leve inclinación hacia al este. Una buena exposición de la falla puede observarse en el cauce del arroyo El Molino, a unos 2 km al sur de la localidad de Merlo (Costa *et al.*, 1992, 1994; Costa y Vita Finzi, 1996; Murillo, 1996); allí el plano de falla está orientado 80/45 y desplaza las rocas del basamento sobre unidades aluviales y coluviales recientes. El contenido de materia orgánica en algunos de estos sedimentos ha permitido obtener edades ^{14}C que varían entre 1.080+ 70 Ap y 1.310+40 Ap (Costa y Vita Finzi, 1996). Las relaciones entre estas unidades estratigráficas permitieron a dichos autores reconocer un desplazamiento mínimo de 2, 15 m en el plano de falla durante el último milenio, producto de uno o varios sismos.

La falla Guacha Corral es el principal rasgo lineal que puede reconocerse en el interior de la sierra de Comechingones, fácilmente identificable sobre imágenes satelitales, debido a su imposición en la topografía y continuidad geográfica. Este lineamiento se puede seguir a lo largo de toda la hoja, desde Yacanto de Calamuchita, pasando por el borde este del batolito Cerro Áspero y continuando hacia el sur. La estructura es de carácter inverso.

Figura 36: Falla Santa Rosa, plano de falla 0/50 monta gneises cámbricos sobre sedimentos cuaternarios. vista al SE. Ruta provincial 51, próximo a Sta. Rosa de Calamuchita.

La falla de la Sierra Chica (Massabie, 1987; Kraemer *et al.*, 1988; Wagner-Manslau, 1988; Massabie y Szlafsztein, 1991; Martino *et al.*, 1995) se extiende a lo largo de 200 kilómetros y constituye el frente de levantamiento de la Sierra Chica. En el área de la hoja tiene un rumbo N-S a NNO y ha sido también denominada falla Santa Rosa, Una cantera para extracción de áridos ubicada sobre la ruta provincial 51 (64°32'18.949" O 32°3'33.168"S), permite observar como la falla inversa pone en contacto gneises cámbricos sobre sedimentos cuaternarios (figura 36). El plano de falla tiene un rumbo N-S e inclina 50º al este. Se han citado desplazamientos de al menos 12 metros. Estas relaciones ponen en evidencia los movimientos que esta estructura ha experimentado en el Cuaternario.

La zona de falla inversa que levanta la sierra de San Luis fue denominada falla de San Luis por Flores (1969). En el sector de la Hoja abarca la faja entre el río La Majada y la localidad de Luján, allí González Díaz *et al.* (1997) observaron que la falla inversa tiene una inclinación de 35° E.

El frente serrano septentrional, entre Quines y la quebrada de Cautana, está controlado por un fallamiento normal, de orientación casi E-O, con planos que inclinan con alto ángulo hacia el norte. Los rechazos de falla disminuyen desde Quines hacia el este, hasta hacerse imperceptibles en la zona de Los Chañares. La estructura está desplazada por fallas de orientación N-S, tales como las fallas San Antonio, San Martín y Lafinur. Es probable que estas fallas normales hayan funcionado en respuesta al acomodamiento de bloques durante el alzamiento de dicha sierra.

Las fracturas del interior del macizo tienen principalmente rumbos NNE, definen bordes serranos e interrumpen la continuidad de la superficie de erosión regional. La depresión del Bajo de Véliz está marginada hacia el Este por una falla inversa que continúa hacia el sur con menor expresión topográfica, y es la causante del ascenso de la sierra de San Felipe, cuyo perfil asimétrico indica también el carácter inverso de la falla.

En la región intermontana conocida como depresión del río Conlara, la información del subsuelo (Bojanich Marcovich, 1964; Rossi, 1966a; Miró y Santa Cruz, 1973) indica un relleno sedimentario asimétrico, con un mayor espesor contra el pie de la sierra de Comechingones. Esta asimetría está relacionada con la disposición estructural de los bloques de basamento, reflejada por la suave pendiente de la superficie de erosión de la sierra de San Luis que se hunde bajo los sedimentos hacia la depresión oriental generada por el levantamiento de la sierra de Comechingones.

La coincidencia de zonas de fracturación frágil con la estructura interna del basamento, sugiere un importante control por parte de los rasgos estructurales antiguos. También muchas fracturas tienen una historia de repetidos movimientos. Las evidencias de fenómenos extensionales mesozoicos descritos en la región (Schmidt *et al.*, 1993 y 1995; Gardini *et al.*, 1996) sugieren también que dichas reactivaciones ocurrieron bajo diferentes regímenes tectónicos.

4. GEOMORFOLOGÍA

El área de estudio forma parte del sistema de las Sierras Pampeanas, unidad morfoestructural de extensión regional que ocupa el sector centro-oeste y parte del noroeste de la Argentina, entre la Cuenca Chaco-Paranaense al este y el sector precordillerano al oeste. De acuerdo con los criterios de jerarquización del relieve propuesto por Sayago (1982), esta unidad es también conocida como Provincia Geomorfológica de Sierras Pampeanas. Sus rasgos fisiográficos más notorios están dados por la presencia de cordones orográficos de moderada altitud y laderas asimétricas, separados por depresiones intermontanas de orientación general N-S.

Caminos (1979) caracterizó a las Sierras Pampeanas como montañas de bloques fallados limitados por fracturas de alto ángulo, compuestas por un basamento metamórfico o granítico. Los bloques ascendieron por fallamiento inverso y rotación (mecanismo descrito por González Bonorino, 1950a, en Caminos, 1979). Gordillo y Lencinas (1979) atribuyeron a dicho mecanismo la marcada asimetría del perfil transversal de los cordones serranos.

Los bloques serranos limitan las depresiones longitudinales rellenas con sedimentitas continentales de edad paleozoica superior a cenozoica, producto de diferentes ciclos de agradación fluviales y eólicos.

Si bien el origen de las Sierras Pampeanas se vincula con procesos geológicos desarrollados entre el Neoproterozoico y el Paleozoico Superior, su configuración actual es atribuida a las fases orogénicas que tuvieron lugar a partir del Mioceno inferior (Ramos, 1999).

Regiones geomorfológicas

Sobre la base de los criterios jerárquicos de división del relieve de Sayago (1982), se pueden reconocer de oeste a este, siete regiones geomorfológicas principales:

1. Depresión longitudinal central
2. Sierra de San Luis
3. Depresión del Conlara
4. Sierra de Comechingones
5. Depresión de Calamuchita- La Cruz
6. Planicie pedemontana
7. Sierra Chica

En conjunto, tanto las áreas serranas como las depresiones interserranas corresponden a unidades morfoestructurales de estilos tectónicos similares y, en consecuencia, sus rasgos geomórficos son también similares. En las áreas serranas se destaca particularmente la notoria asimetría en el arreglo topográfico de las laderas. Ello da origen a dos ambientes marcadamente diferentes: una ladera occidental corta y abrupta, caracterizada por la escarpa de falla que representa el frente de levantamiento andino de los bloques, y una ladera oriental más extendida con menor pendiente. Por su parte, las regiones interserranas corresponden a depresiones tectónicas con potentes rellenos sedimentarios donde se pueden diferenciar dos ambientes principales: las fajas pedemontanas proximales y las zonas de planicies distales.

1 Depresión longitudinal central

La Depresión Longitudinal Central (González Díaz, 1981) corresponde a una unidad de origen tectónico que separa la sierra de San Luis de las sierras de las Quijadas y del Gigante ubicadas hacia el oeste. En el área del mapa está representada minoritariamente en su extremo NO.

Desde el punto de vista geomorfológico el área se caracteriza por un relieve regionalmente llano producto de la nivelación producida por los aportes sedimentarios fluvio- aluviales provenientes de las áreas serranas circundantes y por la sedimentación de arenas muy finas y limos de origen eólico.

Se distinguen dos ambientes principales: el sector pedemontano proximal, asociado al frente occidental y septentrional de la sierra de San Luis, y un sector pedemontano distal dominado por los rasgos de una planicie loessoide donde se interdigitan fajas fluviales y zonas de explayamiento correspondientes a los cursos principales emergentes del frente serrano.

1a Piedemonte noroccidental y septentrional proximal de la sierra de San Luis

Comprende principalmente geoformas de agradación pedemontana asociadas a los cursos que emergen del frente serrano. Sus morfologías más notorias se presentan en los sectores proximales a la escarpa occidental serrana donde se destacan cuerpos de abanicos aluviales coalescentes. Canalis (1993) mencionó además, para dicho sector, la probable existencia de niveles de pedimentación.

El piedemonte occidental de la sierra de San Luis está formado por varias generaciones de abanicos coalescentes que dan lugar al desarrollo de una pequeña bajada pedemontana con una longitud de hasta 2 km y una pendiente del 8%. Al norte de la localidad de Luján los abanicos aluviales tienen menor desarrollo y la pendiente pedemontana disminuye a menos del 3%.

El sector pedemontano del borde norte de la sierra de San Luis se destaca en general por su mayor amplitud en relación con el de la escarpa occidental, aunque las morfologías asociadas a los depósitos aluviales son muy tenues. La presencia de abanicos aluviales y de pequeños conos se insinúa a lo largo del frente a través de una superficie de escasa inclinación hacia el norte, con valores próximos a 1%. Al este de la localidad de Quines, los abanicos aluviales tienen un desarrollo muy escaso y predominan en su composición gravas finas, aún a corta distancia de la ladera serrana. Hacia el sector distal del frente serrano comienza gradualmente a disminuir el material aluvial y aumenta la presencia de sedimentos loessoides, lo que determina límites difusos entre ambas unidades. En el sector proximal de la escarpa norte, entre Bajo de Cautana y Lafinur los rasgos pedemontanos son más tenues aún que en el tramo anterior.

1b Sector pedemontano distal

La unidad se caracteriza por un relieve llano con una pendiente hacia el norte muy suave, inferior al 0, 4%. Aquí los desniveles relativos muy raramente superan los 5 metros. La presencia de fajas fluviales y áreas de explayamiento por derrame, asociados a los cursos principales emergentes de las áreas serranas, permite diferenciar dentro del sector pedemontano distal dos subunidades principales: la planicie loessoide y los depósitos de explayamiento.

1b-1 Planicie loessoide

Presenta un relieve monótono con predominio, en superficie, de depósitos finos, areno-limosos, con

guijas finas dispersas, producto de diferentes ciclos de agradación eólica (loess) y su posterior removilización aluvial. En su extremo noroeste se reconocen además áreas de dunas fijadas por la vegetación.

1b-2 Depósitos de explayamiento

Al norte de la localidad de Luján, los ríos de La Majada y Luján adquieren una dinámica meandriforme, corriendo en forma paralela de sur a norte, separados unos 2 km entre sí. Estos cursos son estacionales y aumentan su caudal durante las crecientes de la época estival, produciendo desbordes laterales y transportando su carga a varios kilómetros del frente serrano, donde finalmente se insumen. La dinámica lateral de los cursos meandriformes queda registrada en estas fajas fluviales por la presencia de paleocauces, mientras que el encauzamiento poco profundo ha favorecido los procesos de desbordes, dando lugar a depósitos sedimentarios arenosos y areno guijosos, que presentan una textura fotogeológica diferente al de la planicie loessoide.

En la imágenes satelitales se observa que la unidad presenta formas irregulares alrededor del colector principal, a veces con grosera forma de cono o abanico, como sucede en los sectores correspondientes al río Quines y a los derrames del río Conlara en su desembocadura al oeste de Lafinur.

2. Sierra de San Luis

Corresponde a un bloque serrano de unos 150 km de largo por 80 km de ancho máximo. Su eje mayor presenta una dirección NNE y su divisoria de aguas principal se encuentra recostada hacia el sector occidental, donde se desarrolla la línea de cumbres principal.

Esta divisoria define dos ambientes geomorfológicos principales: la estrecha y empinada ladera occidental y la ladera oriental mucha más extendida y de suave inclinación. A la primera se adiciona aquí el sector correspondiente al frente serrano septentrional, de características morfológicas similares.

2a Ladera occidental y frente serrano septentrional

Las laderas constituyen fajas angostas de anchos variables entre 1, 5 y 4 km, con pendientes generales superiores al 35%. El sector al sur del río Luján presenta los mayores desniveles entre el frente serrano y el inicio del piedemonte (900 m en promedio). Los interfluvios son agudos y las quebradas son profundas. En las cercanías del río La Majada se han reconocido avalanchas de rocas, vinculadas con eventos paleosísmicos (González Díaz *et al.*, 1997). Entre los ríos Luján y Quines, el frente presenta un contorno sinuoso, con engolfamientos y la presencia de algunos montes isla. El desnivel relativo tiene valores entre 200 y 300 m y los valles tienen direcciones predominantes paralelas a la estructura interna del basamento. El sector septentrional, entre Quines y la quebrada de Cautana, presenta una ladera angosta orientada E-O, con desniveles relativos menores a 300 metros. El tramo inicial ubicado frente a la localidad de Quines, tiene características algo diferentes al resto debido a la presencia del plutón granítico de La Población. Aquí predominan las típicas morfologías de erosión graníticas y el ancho del frente puede alcanzar unos 2 km hasta la desembocadura de la quebrada de San Vicente. Continuando hacia Lafinur, el frente retoma su dirección N-S, perdiendo identidad en el tramo medio dónde se hunde suavemente debajo de los sedimentos de la planicie loessoide.

2b Ladera oriental

La asimetría topográfica de la sierra de San Luis, hace que la suave ladera oriental represente el 97% de su superficie. La ladera tiene un ancho máximo, en su tramo medio, de 65 km y una pendiente general al este del 1%. Dentro de la ladera oriental se destacan cinco elementos geomorfológicos: las paleosuperficies de erosión, el complejo de valles fluviales, la áreas con morfologías graníticas, las áreas con morfologías volcánicas y las pampas de altura.

2b-1 Paleosuperficies de erosión

En algunos sectores de la ladera oriental de la sierra de San Luis se han preservado las antiguas superficies de erosión de las rocas del basamento cristalino. La superficie original ha quedado desmembrada por efectos de la tectónica posterior que ha rotado los bloques. Estos sectores serranos tienen una suave pendiente general hacia el E y el ESE, con gradientes entre 0, 5% y 1, 3%.

En superficie los afloramientos rocosos forman asomos aislados separados por mantos sedimentarios loessoides de escaso espesor. Pastore y Ruiz Huidobro (1952), Gordillo y Lencinas (1979) y González Díaz (1981) interpretaron estas superficies como una peneplanicie en el sentido davisiano.

González Díaz (1981) sugirió la formación de la peneplanicie a partir de un único y extenso ciclo de erosión fluvial que habría finalizado en el Terciario; sin embargo, no hay registros estratigráficos y/o datos termocronométricos que permitan establecer

con precisión su desarrollo. Sobre la base de la edad de los emplazamientos de cuerpos intrusivos plutónicos, la presencia de sedimentos lacustres gondwánicos y secciones sísmicas de la cuenca cretácica ubicadas al oeste de la sierra de San Luis, Costa *et al.* (2000) sugirieron que la paleosuperficie se habría desarrollado entre el Carbonífero y el Triásico-Cretácico.

En un estudio regional de las Sierras Pampeanas, Carignano *et al.* (1999) consideraron que el esquema davisiano, como modelo para el desarrollo de las paleosuperficies, no da una respuesta clara a las características estratigráficas de dicha región y propusieron un nuevo modelo basado en la existencia de dos superficies genéticamente diferentes (etchplain y pedimentación) y una historia compleja donde se habrían desarrollado varias superficies de pediplanación diacrónicas, en épocas comprendidas entre el Jurásico Superior y el Paleoceno.

2b-2 Complejo de valles fluviales

El término complejo se utiliza para abarcar tanto el área propia del valle como el de los sectores interfluviales, incluidos los valles de origen fluvial y de origen mixto (fluvio-eólico).

La ladera oriental de la sierra de San Luis es el origen de los principales cursos fluviales de la provincia, tales como los ríos Conlara y Quinto. Esta extensa superficie de suave inclinación actúa como superficie colectora de las precipitaciones pluviales y nivales, desarrollando sobre las rocas del basamento un paisaje dominado por la presencia de valles fluviales.

La típica asimetría del perfil serrano genera valles profundos con interfluvios agudos en la ladera oeste, como el caso de los ríos La Majada, Luján y Quines, que contrasta con los valles fluviales de fondo plano, con escasa incisión e interfluvios romos característicos de la ladera oriental.

Las condiciones de extrema aridez imperantes durante el Pleistoceno-Holoceno, produjeron el relleno parcial de los valles fluviales con sedimentos eólicos, originando así geoformas de carácter mixto, con fondo plano.

Las rocas de los complejos ígneo metamórficos y las direcciones de fracturación N-S, NNE, NO y E-O, controlan el desarrollo de las redes de drenaje. El sistema de drenaje está bien jerarquizado, con diseños predominantemente subdendríticos y en enrejado.

Si bien la ladera oriental tiene una pendiente general hacia el este, el drenaje de las cuencas se realiza en tres direcciones principales: hacia el norte, como el caso de las cuencas de los ríos Luján, Quines y Cabeza de Novillo; hacia el este hasta encontrar el sistema colector del río Conlara, como el caso de los río de Las Cañas y Luluara; y hacia el sureste como el drenaje de los ríos Rosario y de La Carpa. Los valles principales presentan escurrimiento permanente, aunque sus aguas se infiltran casi inmediatamente al alcanzar la planicie aluvial pedemontana, excepto en el caso del río Conlara y sus afluentes principales.

Una divisoria de drenaje hacia el norte y hacia el sur está controlada por el relieve generado por el Complejo Volcánico El Morro.

El desarrollo de los valles fluviales habría comenzado con el levantamiento de bloques durante la Orogenia Andina. Durante el Pleistoceno Superior-Holoceno, la aridez del clima produjo la fosilización de los sistemas fluviales (Latrubesse y Ramonell, 1990) quedando registrado, en muchos sectores de la ladera oriental, un relleno de características loessoides en los antiguos valles fluviales. La reactivación de la actividad fluvial en períodos climáticos más húmedos produjo la erosión parcial de los rellenos loessoides y la escorrentía retomó las direcciones de la antigua red de drenaje, avanzando mediante disección linear en forma de surcos y cárcavas.

La morfogénesis actual dentro en esta unidad comprende principalmente la lenta incisión vertical de las corrientes fluviales y la acción de la erosión retrocedente, acompañada por el modelado de las vertientes a través de la erosión laminar y la acción de procesos gravitacionales como la reptación, caída de rocas y deslizamientos.

2b-3 Paisaje granítico

Extensas superficies de la ladera oriental de la sierra de San Luis tienen características morfológicas asociadas a la presencia de cuerpos plutónicos graníticos.

La menor resistencia a la erosión de las rocas graníticas en relación con la roca de caja metamórfica, genera que los cuerpos intrusivos tengan menor relieve. Ello es particularmente notorio en el cuerpo central del batolito de Las Chacras, donde su contorno circular en planta, presenta bordes muy netos que contrastan en altura con la roca encajante. Por otra parte, la menor permeabilidad de las rocas graníticas se traduce en una menor densidad del drenaje en relación con las rocas metamórficas. Sin embargo, el rasgo más destacado corresponde al desarrollo de las típicas morfologías de erosión catafilar, las que en conjunto

con la presencia de depósitos loessoides, dan lugar a un paisaje de pequeñas pampas con afloramientos de rocas con formas redondeadas.

2b-4 Pampas de altura

Corresponden a sectores serranos con relieve suavemente ondulado cubiertos por mantos loessoides (con desniveles entre 5 m y 15 m) y muy escasa pendiente (0.5% a 2%). Los sedimentos eólicos habrían cubierto el ámbito serrano durante el Pleistoceno Superior- Holoceno, rellenando y nivelando la paleosuperficie labrada sobre las rocas del basamento cristalino.

Según Canalis (1993), estas unidades están constituidas por un material areno- limoso con participación variable de grava fina, que presentan espesores de 0, 5 a 1m en las zonas altas y 2 a 3 m en las zonas más bajas. Las pampas de altura tienen una textura fotogeológica homogénea, que junto con el desarrollo de pastizales, determinan buenos contrastes con las rocas del basamento en las imágenes aéreas.

Una de las pampas mayores se halla entre Guanaco Pampa y San Martín.

2b-5 Morfologías volcánicas

Las morfologías volcánicas se ubican en el extremo suroccidental de la hoja e interrumpen la monotonía del suave paisaje que domina la ladera oriental con prominentes elevaciones de formas cónicas, entre las que se destacan los cerros Intihuasi, Redondo, Cerros Largos y del Rosario. Los aparatos volcánicos emergen de la superficie peneplanizada del basamento con diferencias altimétricas que en algunos casos alcanzan los 400 metros. Aunque no se han preservado totalmente las formas primarias del relieve volcánico, Sruoga *et al.* (1996) observaron que el grado de erosión de este relieve es mínimo, ya que se conservan los depósitos volcaniclásticos subaéreos y de sinter silíceo. Evidencias morfológicas directas de cráteres o calderas sólo se pueden observar en el cerro Tiporco.

Según González Díaz (1981), el desarrollo del relieve volcánico dio lugar a una importante divisoria de aguas regional, originándose una nueva red de drenaje con rumbo N-S que captó, total o parcialmente, las aguas del antiguo drenaje de la penillanura que tenía una dirección hacia el Este.

2b-6 Valles estructurales

En la zona de Bajo de Véliz se ha formado un valle estructural de 7 km en sentido NS y 1, 5 km de ancho. Esta depresión tectónica está limitada al este por la falla inversa Lafinur. En el valle se preservan las sedimentitas carboníferas de la Formación Bajo de Véliz.

3. Depresión del Conlara

Comprende el área ubicada entre las sierras de Comechingones y de San Luis. Se trata de una depresión tectónica marginada en su extremo oriental por fallas inversas del frente de Comechingones. El rasgo geomorfológico distintivo de la depresión es su relieve mayormente llano, producto de su relleno con sedimentos fluvio- eólicos, parcialmente expuestos en el área pedemontana occidental de Comechingones y en las barrancas del río Conlara, en el límite con la sierra de San Luis.

La depresión tiene una dirección N-S con un ancho medio de 25 km a la altura de Concarán. La zona más deprimida se encuentra hacia el río Conlara, donde limita con la suave ladera oriental de la sierra de San Luis. Hacia el frente serrano de la sierra de Comechingones, la unidad presenta gradientes variables entre 3% y 7%, siguiendo hacia el oeste con pendientes suaves que no superan el 1%. Hacia el sur, el relieve de la llanura está parcialmente interrumpido por la presencia de las sierras de Tilisarao, La Estanzuela y los piroclastos que rodean el cerro El Morro, originándose una muy suave pendiente secundaria hacia el norte con gradientes cercanos al 0.5%.

El origen de la depresión del Conlara está asociado al levantamiento de los frentes serranos y a la formación de cuencas estructurales. Su desarrollo morfogenético posterior estuvo marcado principalmente por procesos agradacionales de origen fluvial asociados a la denudación de las áreas serranas circundantes y a la depositación de potentes mantos eólicos (loess) que en conjunto nivelaron el relieve preexistente.

En concordancia con el estudio realizado por González Díaz (1981) en la depresión del Conlara se pueden diferenciar cuatro ambientes geomorfológicos principales: el piedemonte occidental de la sierra de Comechingones, la planicie loessoide, el valle del río Conlara y zona de influencia y las sierras aisladas del interior de la depresión.

3a Piedemonte occidental de la sierra de Comechingones

Esta unidad ha sido denominada planicie de agradación pedemontana por González Díaz (1981). Comprende una faja de ancho variable entre 2 y 7

km que se distribuye en forma paralela al frente serrano. Su rasgo geomorfológico más destacado corresponde a la presencia de varias generaciones de abanicos aluviales, reflejadas como diferentes niveles aterrazados y en menor proporción niveles erosivos. Hacia la zona distal pedemontana, la unidad desaparece en forma gradual dentro del ámbito de la planicie loessoide.

Los ríos que emergen de la escarpa occidental de la sierra se insumen rápidamente en la depresión debido a la elevada permeabilidad de los depósitos pedemontanos, constituidos por sedimentos de granulometría conglomerádica gruesa hasta arena fina.

Los abanicos aluviales presentan diferentes niveles y grados de disección. En el sector norte, Methol (1971) reconoció dos niveles de piedemonte aterrazados, el primero de ellos instalado en un escalón estructural y el segundo que relacionó con una superficie de erosión.

La coexistencia de geoformas agradacionales y erosivas es particularmente notoria a lo largo del tramo comprendido entre las localidades de San Javier y Carpintería, al este de la Falla El Molino, donde las superficies de erosión labradas sobre rocas del basamento cristalino suelen presentar una cubierta aluvio- coluvial de espesor variable. A pesar de su modificación por la erosión fluvial subsecuente, se destaca la continuidad topográfica de los interfluvios que permite la reconstrucción de una superficie de erosión sobre rocas de basamento, que a manera de islas, sobresalen en el sector intermedio del piedemonte y configuran una suerte de barrera para el desarrollo de las geoformas agradacionales recientes.

3b Planicie loessoide

La denominación corresponde a González Díaz (1981) quién describió una extensa área que comprende parte del sector pedemontano que margina por el este la sierra de San Luis.

La planicie loessoide es la unidad que le otorga el rasgo más distintivo a la depresión del Conlara. Se trata de un relieve característicamente llano, con suaves ondulaciones, constituido por sedimentos limo-loessoides. Este rasgo, particularmente notorio en el sector norte, cambia gradualmente en las zonas próximas a las sierras del extremo sur, donde el relieve adquiere características marcadamente onduladas y los sedimentos presentan mayores aportes de fracciones gruesas (guijas, gravas finas) de origen local.

Los sedimentos loéssicos y loessoides fueron depositados originalmente como mantos eólicos que copiaron las morfologías de los valles fluviales preexistentes, atenuando los desniveles relativos y generando así un paisaje suavemente ondulado, posteriormente retrabajado por acción de la escorrentía superficial.

La escasa pendiente, la buena aptitud de los suelos y las precipitaciones relativamente abundantes hacen de la planicie loessoide una de las principales zonas agrícolo-ganaderas de la provincia de San Luis. Sin embargo, muchas veces se generan procesos de erosión fluvial y eólica por prácticas agrícolas desacertadas. La erosión hídrica es particularmente notoria en la zona proximal de la sierra de El Morro, donde las pendientes son algo mayores (1% - 4%) y han favorecido el desarrollo de sistemas de cárcavas de grandes dimensiones.

3c Valle del Conlara

El río Conlara representa la principal vía de agua de la zona. La cuenca de drenaje se extiende aproximadamente en dirección N-S, abarcando una superficie de alrededor de 2900 km^2; en planta presenta una morfología irregular, con un mayor desarrollo en el sector norte donde alcanza un ancho máximo de 60 km, mientras que al sur de la localidad de Tilisarao el ancho máximo no supera los 15 kilómetros.

Desde su origen en la confluencia de los arroyos Luluara y Chuntusa, el río Conlara comienza su recorrido de 180 km dirigiéndose primero hacia el sur, siguiendo una probable línea de falla, hasta Paso Grande, para luego girar al este y, finalmente, hacia el norte. De esta manera, ingresa a la región de la depresión desde el área serrana y continúa con dirección al norte labrando un valle que limita la sierra de San Luis. Como tributarios se destacan los arroyos Los Molles y Piedras Bayas que confluyen en el embalse San Felipe. A partir de allí, el río Conlara entra en un amplio valle pasando por las localidades de Renca, Tilisarao, San Pablo, El Bañado, Concarán, Las Toscas, Santa Rosa, La Isla y Lomitas, donde gira al oeste para perderse en los bañados de Las Cañadas. Al norte de Santa Rosa de Conlara el río marca el límite interprovincial entre San Luis y Córdoba.

El valle del río Conlara conforma una unidad de morfología alargada con un canal activo con anchos variables entre 100 y 300 metros. El diseño de su curso es mayormente rectilíneo, aunque en algunos tramos desarrolla meandros con índices de sinuosi-

dad entre 1, 64 y 1, 91. El río fluye entre barrancas (cuyos desniveles máximos no superan en general los 10 m) lo cual ha sido interpretado como un episodio de rejuvenecimiento (González Díaz, 1981). Esto último es particularmente notorio entre las localidades de San Pablo y Renca, donde las barrancas más alejadas del curso actual están conformadas por sedimentos finos y conglomerados neógenos (formaciones Paso de Las Carretas y Río Quinto), mientras que las más cercanas están constituidas por sedimentos fluviales limo-arenosos, con lentes de gravas y depósitos finos lacustres de edad holocena.

El régimen hídrico es pluvio- estival y se caracteriza por la irregularidad de los caudales a lo largo del año. El río Conlara se insume al norte de la sierra de San Luis, dentro de la Depresión longitudinal central.

3d Sierras aisladas del interior de la depresión

Al sur de Tilisarao el ambiente de llanura de la depresión del Conlara es parcialmente interrumpido por la presencia de bloques elevados de basamento, como las sierras de Lomas del Carrizal, Tilisarao y La Estanzuela. El nombre se debe a González Díaz (1981) quien describió estas elevaciones como parte de una subunidad geomorfológica.

Las sierras tienen un rumbo NE a NNE y presentan el perfil asimétrico característico de las sierras mayores, preservándose en la pendiente oriental una superficie de denudación que muestra diverso grado de conservación y drenaje poco desarrollado. La ladera occidental está bastante degradada y es difícil reconocer morfologías primarias de fracturación (Costa y Morla, 1996). Los relieves relativos son bajos y sólo en la sierra de La Estanzuela alcanzan los 150 metros. El relieve está desmembrado por fallas de rumbo NNO.

4. Sierra de Comechingones

La sierra de Comechingones forma el relieve más prominente de la Hoja, con alturas de 1500 m snm en el sector sur, hasta 2600 m snm en su extremo norte. Se extiende en dirección N-S con un ancho máximo de unos 45 km a la latitud de Luyaba, disminuyendo a 15-20 km al sur de la localidad de Alpa Corral. La divisoria de aguas constituye el límite entre las provincias de San Luis y Córdoba

La sierra presenta el clásico perfil asimétrico debido a la basculación que produjo la falla Comechingones. Otras fracturas de rumbo N-S y sistemas conjugados de rumbo NO y NE ejercen su influencia en las geoformas.

4a Ladera occidental

Corresponde a la escarpa de falla de la sierra de Comechingones, limitada al oeste por los depósitos del piedemonte. Presenta fuertes pendientes que superan el 35%. Canalis (1993) observó que tiene un alto grado de disección fluvial, con amplios valles con forma de «v» entallados en las rocas ígneo metamórficas, de rumbo dominante E-O. Los cursos fluviales son de corto recorrido y de carácter efímero, insumiéndose a pocos metros de su desembocadura en el frente serrano; desarrollan un sistema de drenaje subdendrítico.

A lo largo de la ladera occidental las variaciones litológicas y estructurales del frente serrano permiten reconocer diferencias en las características del modelado fluvial. Al norte de Cortaderas, donde afloran rocas metamórficas, la ladera tiene valles fluviales profundos, con desniveles relativos de 30 a 50 m e interfluvios agudos, con un drenaje de diseño subdendrítico a subanguloso; suelen reconocerse los planos de fracturas subverticales expuestos por desprendimientos gravitacionales. El segmento Cortaderas-Papagayos está caracterizado por los afloramientos graníticos del batolito del Cerro Áspero; los valles fluviales tienen menores desniveles relativos y debido al fuerte control estructural los cursos son rectos, con dirección predominante ENE y en forma subordinada NE y NNO; la red de drenaje presenta en la mayoría de los casos un colector principal bien impuesto y rectilíneo, mientras que los tributarios tienen cuencas muy poco desarrolladas; en algunas de las quebradas más importantes el sistema fluvial está mejor desarrollado, expresándose bajo patrones subdendríticos a subangulares. Al sur de la localidad de Papagayos, donde afloran metamorfitas, sigue un tramo de menor altitud que se traduce en interfluvios sub-redondeados; el diseño de drenaje tiene un menor control estructural y esto condiciona el predominio de patrones subdendríticos.

El límite oriental de la escarpa de falla no siempre coincide con la máxima altura, por ello la divisoria de aguas está desplazada más al este, generándose un sector donde las cabeceras de los cursos poseen escasa pendiente hacia el oeste, con un aspecto de paisaje denudado similar al de la ladera oriental de la sierra. El drenaje dendrítico observado en esta zona revela que la escarpa de falla no ha sido afectada por la activa erosión fluvial retrocedente que la caracteriza.

4b Ladera oriental

El paisaje denudado que predomina en el flanco oriental de la sierra de Comechingones es semejante al de la sierra de San Luis. Las principales diferencias están relacionadas con la mayor pendiente, lo que produce un mayor entallamiento de los cauces principales y la reducida presencia de depósitos loessoides. El control estructural de los cursos es siempre importante y generalmente enfatiza la expresión de determinadas fracturas en el relieve, como el lineamiento del río Guacha Corral. Los valles principales y sus afluentes se caracterizan por tramos cortos y rectos, con inflexiones de sus cursos cercanas al ángulo recto.

4b-1 Paleosuperficies de erosión.

Numerosos estudios han destacado como rasgo llamativo de las Sierras Pampeanas la presencia de antiguos niveles de erosión modelados sobre rocas de basamento (Brackebush, 1891; Gross, 1948; González Díaz, 1981; Cantú y Degiovanni, 1984; Rabassa *et al.*, 1996; Carignano *et al.*, 1999; Beltramone, 2006; entre otros). Estas paleosuperficies dan un paisaje de relieves con interfluvios romos que definen un mismo plano a escala regional. Las superficies de erosión antiguas se preservan mejor por encima de los 1400 m snm, inmediatamente al sur y al norte del batolito Cerro Áspero.

Estas áreas muestran una textura fotogeológica suave y diseños de drenaje dendríticos a subdendríticos que permiten diferenciarlas de su entorno. Muchos cursos fluviales se reconocen escasamente a través del fenómeno conocido como «sombra de drenaje». El relieve es suavemente ondulado con desniveles relativos entre 10 y 20 m y pendientes entre 5% y 8%. Las características de sus suelos permiten el desarrollo de actividades agrícolas.

La génesis de estas superficies se encuentra aún en discusión. Al modelo «davisiano» propuesto por González Díaz (1981) quien consideró una única superficie de erosión (peneplanicie) posteriormente desmembrada en bloques durante la Orogenia Andina, se oponen las ideas de Rovereto (1911, citado en Beltramone 2006), Rabassa *et al.* (1996) y Carignano *et al.* (1999), quienes sostuvieron la existencia de diferentes superficies de erosión. Según Carignano *et al.* (1999) las superficies de erosión se habrían formado en diferentes periodos geológicos, asociadas a procesos de etchplain y pediplanación. Beltramone (2006) señaló, sin embargo, que las superficies erosivas están marginadas por escarpas de falla y que no se reconocen evidencias de pediplanación (por ejemplo engolfamientos) descartando así un origen erosivo. Éstas y otras consideraciones como la falta de perfiles de meteorización, llevaron a este último autor a apoyar la hipótesis de una única superficie de erosión.

4b-2 Complejo de valles fluviales

El término complejo se utiliza para abarcar tanto el área propia del valle como el de los sectores interfluviales, incluidos los valles de origen fluvial y de origen mixto (fluvio-eólico).

El rasgo más notorio de la ladera oriental de la sierra de Comechingones está asociado a la acción de la erosión fluvial que ha labrado profundos valles en «v» controlados por la inclinación del bloque serrano, las fracturas y las variaciones litológicas. En muchos de estos valles se ha preservado el relleno loessoide, acumulado por el viento durante los períodos de aridez acaecidos en el Pleistoceno Superior y el Holoceno, dando origen así a valles mixtos con fondo plano. De allí el uso del término complejo para agrupar las geoformas fluviales y mixtas (fluvio eólicas) y las zonas interfluviales.

Tal como lo han señalado Cantú y Degiovanni (1984), el modelado está condicionado por los tipos litológicos y el grado de metamorfismo; los esquistos dan origen a lomadas suaves y redondeadas mientras que los gneis, dependiendo de su estructura maciza o bandeada, originan bochones al igual que en los relieves graníticos, o relieves crestiformes como consecuencia de la erosión diferencial. Los desniveles relativos entre el fondo de los valles y las áreas interfluviales varía comúnmente entre 20 y 50 m, y sólo en algunos sectores alcanzan valores cercanos a 100 metros. El drenaje superficial se agrupa en dos cuencas colectoras principales, correspondientes a los ríos Calamuchita (Tercero) y Chocancharava (Cuarto), con direcciones de escurrimiento predominantes al este pero con variaciones hacia el SE y NE. El control estructural y litológico determina la predominancia de diseños de drenaje subdendríticos y subrectangulares. La influencia de la estructura interna del basamento metamórfico origina además, en algunos sectores, diseños del tipo trellis o enrejado.

4b-3 Paisaje granítico

El paisaje está asociado a los afloramientos de rocas graníticas de los batolitos de Achala y Cerro

Áspero. Los cuerpos ígneos, en general, tienen un relieve deprimido en relación con el entorno metamórfico a los que intruyen, debido al efecto de la erosión diferencial.

Los rasgos geomórficos varían de acuerdo a las composiciones de las rocas graníticas, al diaclasamiento y su posición en el relieve. Cantú y Degiovanni (1984) destacan el desarrollo de morfologías típicas como bochas, tafoni, planicies con alveolos, superficies cubiertas con rodados de 1 a 3 cm de diámetro (maicillo) y crestas o cuchillas de cuarzo o sílice.

Dentro del batolito del Cerro Áspero el sistema de drenaje está fuertemente controlado por fracturas con direcciones predominantes NNO, ONO y N-S que generaron diseños subdendríticos y subangulares.

4b-4 Pampas de altura

La mayor disección fluvial de la ladera oriental de la sierra de Comechingones ha contribuido a la escasa preservación de las formas de relieve suavemente onduladas conocidas como pampas de altura. Dentro del área de estudio estas geoformas se encuentran en la zona de Yacanto de Calamuchita y en algunos sectores asociados a las paleosuperficies vecinas al batolito de Alpa Corral-Cerro Áspero.

En estos lugares las imágenes satelitales muestran texturas lisas y los cursos fluviales se reconocen débilmente a través del fenómeno conocido como «sombra de drenaje». Las características de sus suelos permiten un mejor desarrollo de las actividades agrícolas.

5. Depresión Calamuchita- La Cruz

La depresión se extiende a lo largo del flanco oriental de la sierra de Comechingones, desde Calamuchita hasta la latitud de La Cruz. Hacia el este limita con las sierras Chica, de Los Cóndores y Las Peñas (fuera del área de trabajo) y más al sur la zona se abre hacia la Llanura Pampeana.

La depresión está contenida entre las fallas inversas que ascendieron el bloque de la sierra Chica por el Este y el bloque basculado de la sierra de Comechingones al Oeste.

El basculamiento de los bloques de basamento hace que el cauce del río Calamuchita y sus afluentes estén recostados contra la escarpa de la sierra Chica. En este sector la depresión presenta una pendiente general hacia el este, reconociéndose varios niveles aterrazados de depósitos aluviales.

6. Planicie pedemontana

Se extiende al sur del embalse Río Tercero y está contenida entre la sierra de Comechingones por el oeste y las sierras de Los Cóndores y de Las Peñas por el este. La denominación está en concordancia con las consideraciones geomorfológicas realizadas por Grumelli y Cantú (2006) para un área ubicada al suroeste de la ciudad de Río Cuarto.

Dentro del ambiente de la planicie pedemontana se pueden diferenciar dos elementos principales: las lomadas periserranas y las fajas fluviales.

6a Lomadas periserranas

Comprende parte de la denominada Faja eólica ondulada periserrana por Cantú y Degiovanni (1984), quienes describieron la presencia de lomas alargadas según la pendiente regional. Su génesis estaría vinculada con la depositación de secuencias finas de abanicos aluviales, cubiertos posteriormente por depósitos loessoides con granulometría variable entre arena fina y limos.

Se trata de llanuras moderada a fuertemente onduladas (con pendientes de hasta 12 %) que bordean la sierra de Comechingones. El relieve responde a la presencia de bloques de basamento cercanos a la superficie, a la construcción y posterior disección de bajadas pedemontanas y a la cubierta loessoide cuaternaria.

Aisladamente y apenas cubiertos, se reconocen relieves denudativos próximos a las sierras; son superficies de basamento de suave pendiente, con calcretes en su techo, que se interpretan como pedimentos y relieves residuales. Las bajadas falladas y disectadas constituyen una sucesión de lomadas fundamentalmente compuestas por secuencias de abanicos pleistocenos, separadas por amplios valles con relleno holoceno, que fueron finalmente cubiertos por depósitos loessoides. A mayor distancia de las sierras domina el loess removilizado, con aluvio subordinado.

El grado de disección de la unidad es variable; así, el sector pedemontano oriental de la sierra de Comechingones está surcado por numerosos cursos de carácter permanente que desarrollaron fajas fluviales importantes, mientras que en la periferia de las sierras de los Cóndores y Las Peñas desaguan cursos temporarios de poco porte. Por ello, la unidad presenta rasgos de erosión hídrica que varían desde laminar hasta grandes sistemas de cárcavas ramificadas.

La zona de lomadas presenta un gradiente regional al SE del 0.5%. Las laderas tienen inclinacio-

nes variables entre 1% y 3% y los desniveles relativos máximos no superan los 10 m en general, con valores inferiores a los 5 m en el sector sur.

6b Fajas fluviales pedemontanas

La unidad comprende formas típicas de sistemas fluviales implantados en zonas de llanura tales como paleocauces, meandros abandonados, terrazas, albardones y derrames, entre otros. Estos rasgos fueron descritos por Cantú y Degiovanni (1984) como parte de dos asociaciones geomorfológicas principales denominadas Derrames del Río Tercero y Derrames de los ríos Cuarto y Quinto.

En relación con el sistema fluvial del río Tercero, se destaca la faja fluvial asociada al río de los Sauces. Muchos de los afluentes de este río tienen una inflexión en su recorrido al llegar al sector pedemontano de aproximadamente 90°, contorneando el borde serrano, situación que sugiere un control tectónico como ya ha sido notado por Cantú y Degiovanni (1984).

Hacia el sur se destaca el arroyo de Las Barrancas, que emerge del frente serrano con morfología rectilínea por unos 7 km en dirección SE, fuertemente encajado en los depósitos cenozoicos pedemontanos, para luego torcer hacia el SSE donde en un tramo de unos 5 km desarrolla meandros con amplitudes crecientes. Antes de su desembocadura en el río Chocancharava, el curso principal adquiere una morfología rectilínea con dirección marcada hacia el sur. En este último tramo la disminución de la pendiente del curso ha originado el abanico aluvial del río Seco o de Las Barrancas.

Más al sur hay otras fajas fluviales con dirección SE, correspondientes al sistema del río Chocancharava.

7. Sierra Chica

La sierra Chica tiene los mismos rasgos geomórficos descritos para los otros bloques serranos. Puede observarse el típico perfil asimétrico, con la escarpa de falla en la ladera occidental y una parte de la ladera oriental más tendida.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Las sierras de San Luis y Comechingones son parte del terreno Sierras Pampeanas. Constituyen bloques de basamento formados por rocas metamórficas y granitoides paleozoicos separados por cuencas sedimentarias cenozoicas. Dentro de las rocas de basamento se definen una serie de dominios litológicos y estructurales de orientación N-S, limitados por importantes zonas de cizalla dúctil-frágiles. Estos dominios han sido interpretados como terrenos que se acrecionaron sobre el margen convergente al oeste de cratón del Río de la Plata (Ramos, 1988; Demange *et al.*, 1993; Escayola *et al.*, 1996; Kraemer *et al.*, 1995, 1996). Estudios geocronológicos junto con observaciones de campo (Camacho e Ireland, 1997) indicaron la presencia de dos dominios principales: uno cámbrico y otro más joven cámbrico-ordovícico, que comparten una historia tectónica común hasta el Devónico inferior.

Las rocas más antiguas de la región forman una secuencia tectónicamente engrosada de gneises pelíticos y psamíticos, con algunas fajas discontinuas de mármoles (Complejo Metamórfico Comechingones), en las que no se han podido reconocer las estructuras sedimentarias originales, tales como estratificación. Estos metasedimentos han sido interpretados como depósitos de un margen pasivo desarrollado durante el rifting intracontinental y posterior separación de Laurentia y Gondwana en tiempos del Cámbrico inferior, alrededor de los 540 Ma (Dalziel *et al.*, 1994). Dataciones U-Pb (Lyons *et al.*, 1997; Camacho e Ireland, 1997) aportaron edades entre 500–600 Ma. Rocas similares y edades comparables indican que los metasedimentos pueden ser correlacionados con la Formación Puncoviscana aflorante al norte de Sierras Pampeanas, como lo postularon Willner y Miller (1986).

Luego de la intrusión de diques máficos toleíticos, los sedimentos fueron deformados en niveles intermedios de la corteza por un evento compresivo D1 y metamorfizados hasta alcanzar facies de anfíbolita superior y, localmente, facies de granulitas. Dataciones U-Pb en bordes de circón y monacita formados durante el evento metamórfico (M1) en Córdoba, dieron una edad de 530 Ma (Lyons *et al.*, 1997; Camacho e Ireland, 1997). Este evento incluye los dominios D1 y D2 de Dalla Salda (1987) y ha sido denominado Ciclo orogénico Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1976) o Ciclo Pampeano (Dalla Salda, 1987; Toselli *et al.*, 1992). La deformación fue interpretada como la primera en una serie de eventos deformacionales asociados con la convergencia del margen oeste de Gondwana, formado luego de la amalgamación del supercontinente (Dalzeil *et al.*, 1994). En los estadios finales del Ciclo Pampeano se produjo un magmatismo félsico representado por numerosas intrusiones

subconcordantes de cuerpos tonalíticos y granodioríticos (Complejo Metamórfico Monte Guazú de Sims *et al.*, 1997).

Durante el Ordovícico, el cierre del Océano Iapetus y la colisión de Precordillera con el margen de Gondwana (Dalla Salda *et al.*, 1992, 1996; Dalziel *et al.*, 1996) dieron como resultado la amalgamación del retroarco ordovícico (complejos metamórficos Conlara y Pringles) con el basamento cámbrico; este evento deformacional, metamórfico y magmático es conocido como Ciclo Orogénico Famatiniano (Aceñolaza y Toselli, 1976), Orógeno Famatiniano (Dalla Salda *et al.*, 1992) o Ciclo Famatiniano (Dalla Salda, 1987). Durante el mismo se desarrolló una deformación compresiva D1 (en rocas ordovícicas) y D2 (en rocas cámbricas) mayormente en facies de anfíbolitas y localmente en facies de granulitas, que fue acompañada por el desarrollo a escala kilométrica de zonas de cizalla frágil- dúctiles con vergencia al oeste. Aunque las estructuras primarias están obliteradas, es posible reconocer capas gradadas y secuencias turbidíticas originales en algunos lugares dentro de los complejos metamórficos Pringles y Conlara. Algunos cuerpos máfico-ultramáficos (Grupo Las Águilas, Sims *et al.*, 1997) que intruyeron los sedimentos, fueron también afectados por la deformación y serían responsables de una significativa fuente de calor derivada del manto, que contribuyó a las condiciones metamórficas de alta temperatura. En las rocas de basamento cámbrico, las fábricas tempranas D1 fueron plegadas y localmente recristalizadas para formar una nueva foliación (S2). El episodio de alto metamorfismo durante el Ciclo Famatiniano fue seguido por un tectonismo extensional, bajo condiciones de facies de esquistos verdes, acompañado por el emplazamiento de granitos tipo S y pegmatitas. El tectonismo extensional y el emplazamiento granítico estuvo restringido a fajas discretas produciendo una retrogradación penetrativa de las paragénesis de alto grado. La Formación San Luis, de bajo grado metamórfico, fue depositada probablemente durante esta etapa extensional. La actividad ígnea culminó a los 470 Ma con el emplazamiento de intrusivos tonalíticos y granodioríticos espacialmente restringidos a la Formación San Luis. Dataciones U-Pb del Complejo Metamórfico Pringles (Camacho e Ireland, 1997) y U-Pb de pegmatitas (Linares, 1959) sugieren que el terreno habría alcanzado los 600ÚC entre los ~450-460 Ma.

La reanudación de la convergencia sobre el margen oeste de Gondwana en el Paleozoico Medio está evidenciada por la deformación compresiva de la secuencia de techo ordovícica (Formación San Luis) y del basamento cristalino más antiguo, junto con el desarrollo de un arco magmático en el Devónico inferior. La deformación fue dominada por sobrecorrimientos con vergencia al oeste y una componente de cizalla siniestral, en facies de esquistos verdes y con desarrollo de zonas de cizalla dúctil a dúctil frágiles, conjugadas y de extensión regional. Fuera de las zonas de cizalla el basamento fue replegado abierta e isoclinalmente con el desarrollo, en algunos lugares, de superficies de crenulación plano axial. Plutones fraccionados, zonados y circulares, comúnmente agrupados formando batolitos, cortaron las zonas de cizalla en facies esquistos verdes. Dataciones U-Pb en circón de los granitos sugieren que el plutonismo se inició a los 404 Ma (Camacho e Ireland, 1997). Edades Ar Ar de las zonas miloníticas en facies esquistos verdes y fallas de rumbo dúctil frágiles indican que la deformación continuó aproximadamente hasta 355 Ma (Camacho, 1997), sin embargo, las intrusiones graníticas habrían continuado en el Carbonífero inferior. Las dataciones U-Pb y Ar-Ar (Camacho e Ireland, 1997; Camacho, 1997) indican un evento distinto, separado al menos 60 Ma del Ciclo Famatiniano, denominado Ciclo Achaliano (Sims *et al.*, 1997, nombre que deriva del batolito de Achala, el mayor batolito devónico de las Sierras Pampeanas, que aflora en Córdoba al norte de la sierra de Comechingones). El Ciclo Achaliano corresponde probablemente a la Fase Precordilleránica (Astini, 1996) en la Precordillera al oeste de las Sierras Pampeanas, donde se lo relaciona con la amalgamación del Terreno Chilenia.

Luego de la peneplanización, durante el Carbonífero y el Pérmico, la región pampeana habría estado cubierta por una calota glacial como consecuencia de la etapa fría que afectó al Gondwana. La retracción glacial de la calota misisipiana desarrolló glaciares politermales y lenguas de descarga con base húmeda que avanzaron rápidamente labrando profundos paleovalles donde se depositaron los sedimentos (Astini, 2009). La Formación Bajo de Véliz, es uno de los registros preservados en los paleovalles en «U» seguidos de los sistemas fluvio eólicos que caracterizan la sedimentación pérmica.

La tectónica extensional que afectó Gondwana durante la apertura del Atlántico Sur, produjo la reactivación de algunas fallas de basamento y la depositación de sedimentos clásticos continentales en hemigrabens, acompañados por un magmatismo

cretácico. Este evento está representado, dentro en el marco de la Hoja, por escasos conos y diques basálticos, que han sido datados entre 150 y 56 Ma. (Linares y González, 1990; Ramos y Kay, 1991; Kay y Ramos, 1996).

Ya en el Cenozoico, la sierra de San Luis experimentó un domamiento producido por extrusiones de lavas principalmente andesíticas que formaron aparatos volcánicos y extensos conos piroclásticos. El vulcanismo, datado entre 9, 5 y 1, 9 Ma, es relacionado con una fase extensional producto de la subducción de bajo ángulo de la Placa de Nazca en el Mioceno Medio (Kay y Gordillo, 1994; Smalley *et al.*, 1993).

La finalización del magmatismo está indicada por el comienzo de una compresión este-oeste que dio como resultado la inversión de las cuencas cretácicas (Schmidt *et al.*, 1995) y la exhumación de bloques de basamento que dieron lugar a sierras de orientación N-S separadas por valles intermontanos. Las sierras están limitadas por escarpas generadas por fallas inversas de moderado a alto ángulo, muchas de las cuales muestran una larga historia de repetidas reactivaciones. Costa (1996) interpretó que los movimientos más significativos en la región habrían ocurrido durante el Plioceno-Pleistoceno, continuando su actividad durante el Cuaternario.

6. RECURSOS MINERALES

Metalogénesis

La metalogénesis de la región está estrechamente relacionada con cinco ciclos tectomagmáticos que generaron diferentes estilos de yacimientos y asociaciones minerales.

Durante el Ciclo Pampeano cámbrico, los complejos metamórficos alcanzaron un grado medio a alto y fueron deformados e intruidos por granitoides del tipo I y S. Los depósitos minerales generados durante este ciclo corresponden a mineralizaciones de W, Cu- Fe y Pb-Zn -que estarían asociados a precipitación en ambientes exhalativos submarinos y a cuerpos de cromitas podiformes alojadas en cuerpos ultrabásicos metamorfizados.

Durante el Ordovícico Inferior, las sierras de San Luis y Córdoba fueron afectadas por metamorfismo y deformación compresiva a los que siguió una tectónica extensional con emplazamiento de granitoides y metamorfismo retrógrado, eventos que se relacionan con el Ciclo Famatiniano. La fase metalogenética relacionada espacial y temporalmente con la deformación extensional, bien desarrollada en la sierra de San Luis, produjo el emplazamiento de grandes volúmenes de granitos y pegmatitas a los que se asocian importantes depósitos de Li, Be, Nb, Ta, Sn y minerales industriales. Algunas mineralizaciones de W de la sierra de San Luis pueden haberse formado durante esta fase.

Durante el Devónico- Carbonífero dominaron intrusiones de granitos en un marco tectónico compresivo acompañado de plegamiento y cizallamiento, eventos conocidos con el nombre de Ciclo Achaliano (Sims *et al.*, 1997). Este ciclo está caracterizado por diversos depósitos de Au, W, Bi, Ag, Pb, Zn y Cu, y un segundo período pegmatítico con mineralizaciones de Be, Li, Nb, Ta, U, REE, Th y F. Dataciones $^{40}Ar/^{39}Ar$ sobre muscovita hidrotermal asociada a venas con Au±Cu, W y Ag-Pb-Zn, sugieren que las mineralizaciones ocurrieron entre 390 y 360 Ma. Sobre esta base y las dataciones U-Pb sobre circones, este período metalogénico habría comenzado durante el magmatismo devónico, entre 403 y 382 Ma (Camacho e Ireland, 1997) y puede haber continuado al menos 25 Ma después del emplazamiento granítico. Malvicini *et al.* (1991) propusieron que algunos depósitos de W, Pb, Zn Cu y Bi de las sierras de San Luis estarían vinculados a granitos carboníferos. También es probable que las vetas de cuarzo con mineralizaciones de Pb-Ag-Zn del distrito Las Aguadas, al norte de la sierra de San Luis, se hayan formado durante el Ciclo Achaliano (Malvicini *et al.*, 1991).

Más tarde, durante el evento tectono térmico extensional del Rifting Cretácico, se desarrollaron cuencas sedimentarias acompañadas por un vulcanismo basáltico. A este evento se asocian los depósitos de fluorita de la sierra de Comechingones (Galindo *et al.*, 1996).

Por último, la Tectónica Andina neógena desarrolló un vulcanismo calcoalcanino andesítico a traquiandesítico al que se asocian las mineralizaciones de Au, Cu (Ag-Pb-Zn) del distrito La Carolina (inmediatamente al oeste del área de estudio). El vulcanismo mioceno- plioceno y sus mineralizaciones, representan el último ciclo metalogénico de importancia; sus características geológicas, geoquímicas y de alteración hidrotermal indican yacimientos formados en los niveles superiores de sistemas de baja sulfuración epitermal.

Los yacimientos y manifestaciones minerales de la Hoja son listados en el cuadro 3. Los nombres y ubicaciones se obtuvieron de bases de datos de las

direcciones de minería de las provincias de Córdoba y San Luis. Los puntos se encuentran ordenados por su latitud, de norte a sur.

6.1 DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Oro- Plata- Cobre

Distritos La Carolina, Cañada Honda

Los yacimientos de La Carolina (en el extremo SO de la hoja) están relacionados con el Complejo Volcánico El Morro, de edad miocena. Se trata de depósitos epitermales de baja sulfuración con oro, plata y sulfuros de metales base (Urbina, 2005). Los yacimientos están formados por una combinación compleja de brechas hidrotermales, venillas, stockworks y zonas diseminadas. Algunas vetas, conocidas como La Carolina, La Estancia y La Luisa, son rellenos de fracturas del basamento metamórfico.

En el distrito Cañada Honda las mineralizaciones se distribuyen alrededor del pórfido cuprífero, rico en oro, denominado Diente Verde (66º00'00''O, 32º50'10''S), donde se desarrolló un stockworks con venillas de orientación ONO, NE y NO. La alteración hidrotermal y las mineralizaciones están dispuestas siguiendo un patrón concéntrico respecto al intrusivo central (Urbina, 2005). Se destacan los yacimientos La Rica (Malvicini y Urbina, 1994), La Reynela (Oggier *et al.*, 2000), La Rubia, Los Quirquinchos (Oggier y Urbina, 2001) y La Carpa. Las mineralizaciones vetiformes epitermales están hospedadas tanto en el basamento metamórfico como en las rocas volcánicas.

El distrito también es conocido por sus yacimientos de oro aluvional, alguno de los cuales son explotados a la fecha. Los depósitos fueron descritos por Bassi (1948, 1992), Rossello y Barbosa (1988) y Rossello y Castro (1995), entre otros. Rossello y Castro (op. cit.) propusieron dos tipos de yacimientos: depósitos coluvio-aluviales, pleistoceno- holocenos y depósitos aluviales modernos que se formaron por removilización de los más antiguos. Se presume que la fuente estaría relacionada con la mineralización de oro epitermal asociada al vulcanismo.

Cobre–Hierro y Plomo–Zinc

Cu-Fe (Zn, Au) en anfíbolitas

Un grupo de yacimientos de cobre y otros metales (Fe, Ti, Zn y Au) asociados a rocas metabásicas (Mutti y Di Marco, 1999), están escasamente representados en el ámbito de la Hoja.

En las sierras de Córdoba se destaca el denominado distrito Calamuchita, integrado por las minas Estrella Gaucha y, fuera de la Hoja, Tauro, Tío, Tacurú y Rita. Allí se realizaron varios estudios geoquímicos (Cayo, 1951; Di Marco y Mutti, 1991, 1992, 1995) y exploración geofísica eléctrica de polarización espontánea para delimitar potenciales áreas mineralizadas en las minas Tío y Tacurú (Cayo, 1951). También Bianchi (1974a) efectuó estudios geoeléctricos en la mina Estrella Gaucha confirmando la continuidad de la estructura mineralizada en profundidad.

La mina Estrella Gaucha (o La Estrella) presenta una mena de cobre que se vincula con un banco de anfíbolita con dirección de buzamiento 60/45, con una potencia variable entre 3 y 30 m y una longitud de alrededor de 100 m (Mutti y Di Marco, 1999); intercalada con filones graníticos aplopegmatíticos del complejo metamórfico. La anfíbolita portadora de la mineralización está constituida por hornblenda, labradorita-bytownita, biotita y epidoto junto con cantidades menores de magnetita, ilmenita, hematita y cuarzo.

La mineralización se dispone como una faja irregular en el contacto anfíbolita-pegmatita, sobre una corrida cercana a 50 m y con potencias entre 20 y 30 cm; observada hasta la profundidad alcanzada por los destapes (Di Marco y Mutti, 1992 y 1995), pero los estudios geofísicos efectuados por Bianchi (1974a) permitieron inferir su presencia a profundidades mayores. La mena se presenta diseminada en la ganga y roca de caja, a veces agrupada en nódulos y otras como relleno de fracturas. El depósito registra una zonación concéntrica definida por fajas silicificadas, epidotizadas, albitizadas, cloritizadas y argilitizadas, que en su conjunto desarrollan una potencia variable entre 0, 5 y 2 metros.

Los minerales primarios están constituidos por magnetita diseminada en la ganga cuarzosa, en cristales euhedrales de hasta 2 mm con exsoluciones de hematita e ilmenita según planos de clivaje; calcopirita en cristales subhedrales de hasta 1 mm como reemplazo de óxidos o diseminada en la ganga; ilmenita bajo la forma de exsoluciones laminares y/o en disco en hematita y magnetita; hematita exsuelta en magnetita o diseminada en pequeños individuos en la ganga; pirita en pequeños cristales idiomorfos en el cuarzo y muy escaso oro generalmente como laminillas inferiores a 10 µm incluidas en magnetita y/o pirita. Los minera-

les secundarios son calcosina, covelina, malaquita y crisocola, formados a expensas de la calcopirita y limonitas de hierro; además se presenta cuprita en cristales cúbicos idiomorfos y cobre nativo con pequeñas formas arborescentes (Bianchi, 1974a). Los minerales de ganga están representados principalmente por cuarzo de grano fino a medio y parcialmente recristalizado junto con cantidades subordinadas y variables de biotita, epidoto, albita, cloritas y arcillas.

Las investigaciones llevadas a cabo por diversos autores sobre la génesis de estos yacimientos de Cu-Fe (Zn-Au) han permitido, por un lado, pensar en un modelo de hidrotermalismo de fondo submarino en rocas basálticas vinculadas a zonas de rifting durante el Neoproterozoico, con posterior removilización por deformación, metamorfismo y magmatismo asociados al Ciclo Pampeano cámbrico (Mutti y Di Marco, 1998); por otro lado, Lyons *et al.* (1997) relacionaron la mineralización con la circulación de fluidos hidrotermales de alta temperatura vinculados con cuerpos intrusivos próximos, de probable edad devónica.

La información de estos cuerpos mineralizados es escasa y parcializada, en particular en cuanto a las reservas y producciones. Según Cayo (1951), la mina Tauro presenta valores en Cu entre 0, 12 y 18, 40% con una ley media del 7, 23%, la mina Tacurú tiene leyes entre 0, 50% y 13, 50% de cobre, con una ley media de 5, 50%. En el caso de la mina Tío los valores de Cu están entre 0, 86 y 21, 52%, con una media de 5, 56%. Los análisis efectuados por Di Marco y Mutti (1991, 1995 y datos no publicados) sobre muestras de la mina Tío, dieron valores medios de 2, 5% en Cu; 4% en Fe; 1.360 ppm en Zn; 0, 3 ppm en Au; 3, 2 ppm en Ag; 460 ppm en Co; 13 ppm en Mo; 35 ppm en Se; 23 ppm en Pb; 4, 1 ppm en U y 250 ppm en Ba. En el yacimiento Estrella Gaucha las determinaciones realizadas por los mismos autores arrojaron, para la mena oxidada, valores medios de 5, 70% en Cu; 9% en Fe; 174 ppm en Zn; 1, 5 ppm en Au; 4, 5 ppm en Ag; 3, 5 ppm en As; 5 ppm en Bi y 400 ppm en Ba. Además, para este último yacimiento Bianchi (1974a) citó valores en Cu de hasta 12% para la faja mineralizada. Con respecto a la producción, sólo se cuenta con datos aportados por Márquez y Casanello (1948) quienes determinaron la presencia de 2000 t de mineral de cobre con una ley superior al 3% en cancha de la mina Tacurú.

La actividad extractiva de mineral de cobre en los yacimientos de mayor importancia ha sido desarrollada mediante métodos subterráneos a partir de la realización de piques, chiflones y galerías; mientras que en los depósitos de escaso potencial económico aparente y/o manifestaciones sólo se han ejecutado algunas labores de destape que permitieron la extracción de mineral, tales como pozos, rajos, calicatas y trincheras. Las labores más extendidas corresponden a las de la mina Tío, a partir del desarrollo de un sistema de piques, chiflones y galerías que alcanzan los 33 m de profundidad y que totalizan en su conjunto unos 200 m de laboreo. En la mina Tauro las labores subterráneas llegan hasta los 18 m de profundidad, partiendo de dos piques principales junto con un chiflón que comunican con galerías y cortavetas de escaso desarrollo (Angelelli, 1950 y 1984). En cuanto a la mina Tacurú, el laboreo alcanza una profundidad de 18 m, con dos piques de entrada que llegan hasta los 10 m, unidos por una galería de 31 m de longitud de la cual parte un chiflón de igual longitud. Respecto a las minas Rita y Estrella Gaucha, las labores sólo consisten en destapes superficiales, calicatas y trincheras que no superan los 5 m de profundidad. Cabe mencionar finalmente que en el distrito Calamuchita se instaló en cercanías de la localidad de Calmayo una pequeña planta de beneficio para los minerales provenientes de los yacimientos más próximos, que estuvo en funcionamiento desde fines del siglo XIX hasta principios del siglo XX.

Cu (Au) en calizas dolomíticas.

Las manifestaciones y/o depósitos de cobre (oro) en calizas identificados en las sierras de Córdoba, se localizan en los distritos Cañada de Álvarez y Atos Pampa, sierra de Comechingones (Mutti y Di Marco, 1999). La mineralización está vinculada con bancos de mármol dolomítico que se presentan en las canteras Achalay, Oñate y Maero del distrito Cañada de Álvarez y en la cantera Cerro Azul de Atos Pampa.

Las manifestaciones cupríferas de Cañada de Álvarez tienen por centro geográfico la localidad de La Calera que dista 18 km al noroeste de la ciudad de Berrotarán, mientras que a las manifestaciones de Cerro Azul se llega a partir del camino que une la ciudad de Santa Rosa de Calamuchita con Yacanto de Calamuchita, a unos 10 km de esta última localidad.

La primera mención bibliográfica de la existencia de sulfuros de cobre en la región de Cañada de Álvarez corresponde a Angelelli *et al.* (1970). Con posterioridad, Brodtkorb *et al.* (1981) presentaron

una descripción mineralógica detallada de estas manifestaciones y efectuaron su primera interpretación genética. Más tarde Mutti *et al.* (1997 y 1998) correlacionaron los depósitos de Cañada de Álvarez y Atos Pampa con otros yacimientos de metales base de posible edad neoproterozoica, aflorantes en las sierras de Córdoba.

El distrito Cañada de Álvarez está integrado por las minas Oñate, Maero, Achalay, Las Martas, Palacios y Hernández. La mineralización de cobre se alberga en un potente paquete de mármol dolomítico, muy uniforme, que tiene un desarrollo de 3500 m y un ancho máximo de 600 m, con dirección NO. La mineralización de cobre aparece siempre en la parte superior del paquete de mármol dolomítico verde limón y asociada a la variedad gris. La capa de sulfuros tiene un espesor variable entre algunos milímetros y 6 cm, presentándose con repetición de hasta cuatro ciclos y con alternancia de finos bancos calcáreos, alcanzando el conjunto un espesor entre 5 y 50 centímetros. La mineralogía está constituida por calcosina rómbica acompañada con escasas calcopirita, bornita, neodigenita, covelina, wittichenita, plata y oro. La calcosina presenta textura kamacítica ocupando los espacios interminerales de la dolomita o incluida en el carbonato y /o en serpentina. Los restantes minerales se ubican como inclusiones redondeadas menores a los 20 µ, con excepción del oro que rara vez supera los 6 micrones. Entre los minerales oxidados de cobre se destacan malaquita, pseudomalaquita, carnotita y dioptasa asociados a las capas de sulfuros y a diaclasas, además de limonita que ocupa los clivajes rómbicos en la calcosina y en los bordes de los granos. Como minerales de ganga se encuentran dolomita, calcita, diópsido, forsterita, flogopita, tremolita y serpentina (Mutti y Di Marco, 1999).

En el distrito Atos Pampa, cantera Cerro Azul, la roca portadora es un banco de mármol de grano mediano a fino que se extiende aproximadamente unos 250 m en dirección 340°, con un espesor de 70 m, intercalado con los gneises y anfíbolitas del Complejo Comechingones. Los mármoles contienen filones, venas y diseminados cuarzo- turmalínicos con epidoto formando un skarn. Los minerales de cobre forman un pseudoestrato aproximadamente continuo de unos 20 cm de espesor que se asocia con el nivel de mármol gris ubicado hacia el techo de los bancos y definen un depósito integrado por finas capas calcáreas con sulfuros diseminados, que a veces adquieren aspecto crenulado, alternantes con bandas de calcáreos gris a blancos. Cada unidad portadora de cobre rara vez supera los 8 mm de espesor y su repetición puede alcanzar hasta 5 ciclos. Los niveles pseudoestratificados portadores de sulfuros de cobre en las calizas cristalinas no presentan elementos diagnósticos que puedan relacionarlos con una actividad hidrotermal, sin embargo la participación de epidoto, turmalina, cuarzo, feldespato y micas en sectores asociados con fracturación y en el contacto gneis-mármol magnesiano y anfíbolita-mármol magnesiano, se atribuyen a la circulación de fluidos hidrotermales póstumos con la consiguiente formación de un skarn. Los minerales presentes en los depósitos son principalmente calcosina rómbica intergranular, acompañada por neodigenita y covelina en textura kamacítica y por magnetita e ilmenita en agregados menores a 5 mm que se localizan también en individuos aislados diseminados. Con frecuencia, aunque con tamaño menor a 5µm, se observa pirrotina ocupando posiciones intergranulares con escasas chispas de oro; además hay limonita, malaquita y azurita junto con una abundante participación de yeso. Los minerales de ganga son calcita, dolomita, forsterita, diópsido, serpentina, flogopita, epidoto e iddingsita. Las manifestaciones del cerro Azul se correlacionan desde un punto de vista mineralógico, textural, litológico, estructural y geoquímico con las manifestaciones cupríferas del distrito Cañada de Álvarez (Mutti y Di Marco, 1999).

Los datos existentes sólo indican una actividad minera esporádica, restringida a la explotación de rocas carbonáticas en la mina Fátima (fuera del ámbito de la hoja), con registros de extracciones durante la década de 1950 que muestran producciones de 5 t de mineral con una ley de Cu de 39%, 15 t de mineral con una ley de Cu de 22% y 50 t de mineral de baja ley (Dawson, 1965). En las canteras de mármol de los restantes distritos no existen datos, pero los análisis químicos en roca total indican concentraciones de cobre variables entre 0, 01 y 2, 5%, no existiendo hasta el presente una evaluación de reservas.

La explotación se vincula con la extracción de mármoles mediante banqueo y desarrollo de canteras, separándose las rocas con algún contenido metálico en pequeñas pilas a través de operaciones manuales.

Plomo, Zinc, Cobre, Plata y Vanadio

Distrito Las Aguadas

El distrito Las Aguadas se localiza en el sector noreste de la sierra de San Luis, abarcando un área

aproximada de 600 km^2. Está conformado por los yacimientos La Tinaja, Farallón Negro, Los Cerrillos, San Antonio, San Jorge, Las Cienaguitas, El Jarillar, Los Alanices, San Fernando, La Sala, La Angelita, La Margot, Pozo de La Chilca, Las Perdices, La Fortuna, La Euca, La Nelly, Las Piedras Bayas y El Tala.

Los yacimientos polimetálicos de la sierra de San Luis son conocidos desde el siglo XIX y se han explotado intermitentemente. Los primeros estudios fueron realizados por Bodenbender (1905) y luego por Perino (1950), Alessi (1957), Magnou (1968), Arcidiácono (1969), Vignetta (1982), Cuello (1982), Ulacco (1992) y Malvicini *et al.* (1995). Methol (1971) describió la situación de los principales depósitos del distrito. Las minas más importantes han sido La Nelly, La Fortuna, La Sala, La Euca y La Tinaja.

Los yacimientos del distrito Las Aguadas consisten en vetas de cuarzo mesotermales, portadoras de galena argentífera, pirita y calcopirita, emplazadas en los esquistos del Complejo Metamórfico Conlara. Las vetas se alojan en fracturas verticales con rumbos 330º, 300º y 270º, que corresponden a fallas transcurrentes conjugadas. Las vetas han sufrido múltiples fracturaciones postminerales, puestas de manifiesto por la cataclasis del cuarzo evidenciada por extinción ondulosa y textura de mortero. Además las texturas y paragénesis mineral indican sucesivos pulsos asociados a las reactivaciones. La mineralización se encuentra en brechas con turmalina, cuarzo y limonitas. Los sulfuros primarios son esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita y los minerales supergénicos son bornita, calcosina, digenita, covelina, anglesita, cerusita, malaquita, azurita, calcita, siderita?, hematita, goethita, manganita?, vanadinita y cuarzo supergénico. Los yacimientos se habrían desarrollado durante el Paleozoico Superior, vinculados a granitoides achalianos (Ulacco, 1999).

Las estimaciones de reservas de algunos depósitos del distrito han sido realizadas para el vanadio de los yacimientos La Nelly y La Sala (Alessi, 1957) y para el plomo del yacimiento Graciela Elsa (Magnou, 1968). El resto de las manifestaciones carecen de antecedentes y no muestran producción debido a que están inactivas desde mediados del siglo XX.

Las tareas de explotación realizadas en las principales vetas del distrito se han desarrollado a través de piques, socavones y galerías, como así también de labores pequeñas a cielo abierto (cortes, destapes, rajos, etc.). Las labores que se observan actualmente, en general no son accesibles por su mal estado y las instalaciones están desmanteladas.

Distrito Piedra Blanca

El distrito Piedra Blanca comprende las minas del faldeo oriental de la sierra de Comechingones, ubicadas al sudoeste de Río de los Sauces y en los alrededores de las localidades de Las Albahacas, Piedras Blancas y Las Tapias. Comprende las minas Humberto II, La Unión, Carpa, Clelia y Santa Ana. La mina La Unión se encuentra a unos 1000 m al norte del kilómetro 5 del camino que une Piedras Blancas con Las Albahacas; Humberto II se ubica en el cerro Montero, al sudoeste de Piedras Blancas, y Clelia está situada a unos 8 km al oeste de Las Albahacas.

Los depósitos están asociados a sistemas de vetas de rumbo 310º a 270º que buzan entre 40° y 85° al NO, con excepción de la mina Clelia cuya veta posee una dirección NE. Dominan las vetas de relleno de falla con corridas menores a 200 m y potencias variables entre pocos centímetros y 0, 40 metros. En la mina Clelia, la veta corta un banco de mármol al que mineraliza, aumentando la potencia explotable. Los minerales primarios están constituidos esencialmente por galena, calcopirita y pirita de grano mediano a fino con texturas macizas a diseminadas. Los minerales secundarios y de oxidación son abundante limonita, hematita y malaquita. El cuarzo es el principal mineral de ganga, destacándose además la participación de carbonatos en la mina Clelia. Las salbandas están cloritizadas y argilitizadas y alcanzan 0, 20 m de espesor, además hay una silicificación en las cajas metamórficas.

Según Lapidus y Fernández Lima (1953) los yacimientos tendrían un origen vinculado con fluidos hidrotermales derivados de granitoides devónicos, relacionados con el relleno de fracturas y reemplazo selectivo en calizas (este último proceso sólo en la mina Clelia).

Los registros en el padrón minero de las minas del distrito Piedra Blanca fueron efectuados entre los años 1922 y 1936. Los antecedentes sobre explotaciones son escasos, así como también los laboreos mineros realizados, consistentes en destapes y ocasionales galerías, actualmente derrumbadas.

Uranio

Mina La Estela

El yacimiento La Estela (64°56’5.81"O, 32°35’8.15"S) se ubica sobre el faldeo occidental

de la sierra de Comechingones, en la margen izquierda del río Seco. La mina La Marquesa, un antiguo pedimento de fluorita, dio origen en marzo de 1956 a dos pertenencias que se registraron como mina de uranio La Estela. Desde 1953 se extrajo mineral de alta ley que fue procesado por la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) en sus instalaciones de la ciudad de Córdoba. Otros yacimientos e indicios próximos son conocidos como El Repecho, La Quinta y Bella Vista.

La mineralización está localizada en una estructura de rumbo E-NE que atraviesa el granito de Cerro Áspero, por donde han circulado fluidos hidrotermales. La mena es uranofano- autunita como producto de oxidación de pechblenda primaria. En la zona del yacimiento los granitos sufrieron dos períodos de alteración espacial y genéticamente relacionados con las estructuras: uno generó episienitas feldespáticas, brechas con hematita y venas de cuarzo con hastiales sericitizados y el otro se manifiesta por la sericitización y caolinización de los hastiales, muscovitización y cloritización de biotitas, presencia de fluorita y caolinización intensa de plagioclasas en zonas trituradas. Los minerales secundarios y de enriquecimiento supergénico son uranofano y en menor proporción autunita. La gummita ha sido reconocida en los nódulos de pechblenda. El uranofano por su extrema movilidad invade las zonas trituradas y las diaclasas próximas al cuerpo mineral, constituyendo la base de la explotación comercial (Zarco, 1989). Los minerales primarios están representados por pechblenda, pirita y calcopirita en ganga silícea. Durante la explotación de la zona superior del yacimiento se encontró un nódulo de pechblenda que proporcionó alrededor de 70 kg de mineral negro.

En el sector central del yacimiento la mineralización uranífera está asociada a la fluorita negra que cementa la brecha de la falla principal. La estructura mineralizada muestra una reactivación tectónica y re-cementación con fluorita.

Una datación en pechblenda por el método Pb/U dio 23 ±1 Ma, Oligoceno-Mioceno (Stipanicic y Linares, 1969).

La mina La Estela produjo, hasta el año 1962, 3400 t con una ley media de 3, 995 ‰ de U. Luego la CNEA asumió la exploración del yacimiento y de otros indicios localizados en la quebrada del río Seco y en la quebrada de Bella Vista ubicadas 12 a 13 km más al sur. Hasta 1977 se realizaron 900 m de laboreo subterráneo y 3100 m de perforaciones. Después de un período de inactividad, los titulares del yacimiento le ofrecieron a la CNEA hacerse cargo de su explotación. En octubre de 1980 la CNEA dio en concesión la operación del yacimiento a la empresa Uranco S.A., que produjo unas 22 t de mineral de U, hasta que en 1990 se paralizó la actividad.

El sistema de explotación fue a cielo abierto (250x 100x 70 m), desarrollándose 5 niveles de explotación en bermas de 6-10 m de altura. Una primera estimación provisoria de reservas geológicas arrojó la cifra de 100000 t con una ley media de 0, 700 ‰ U (Blasón, 1999).

Uranio, Columbio y Tantalio en pegmatitas

Las pegmatitas uraníferas afloran en la sierra de Comechingones en la zona de Merlo y San Javier; las más conocidas son las minas Ángel, del Grupo Minero La Ona, y Cerro Blanco (Angelelli, 1984).

Los minerales de uranio en la sierra de Comechingones fueron estudiados por Rigal (1938), quién estableció la presencia de gummita, autunita y torbenita (como productos secundarios de pechblenda o uraninita) y uranotorita. Otras manifestaciones asociadas a pegmatitas de la misma sierra fueron citadas por Catalano (1940). En el año 1945, la Dirección General de Fabricaciones Militares efectuó reconocimientos preliminares en cuerpos pegmatíticos en las sierras de Córdoba y San Luis (Angelelli y Varese, 1947). Methol (1971) hizo referencia a minerales de columbio y tantalio asociados genéticamente con los de uranio en rocas pegmatíticas. A la fecha, sólo se conocen unos pocos yacimientos que se han explotado especialmente por mica y berilo y explorado por uranio.

Los cuerpos pegmatíticos uraníferos se caracterizan por la presencia de zircón, granate (almandino), triplita, berilo, escasa ghanita y turmalina, apatita, columbita y tantalita, molibdenita, pirita y calcopirita muy escasa. Entre los minerales secundarios aparece limonita (formada a partir de la triplita), malaquita, caolín, sericita y vermiculita. Los minerales de uranio identificados en las pegmatitas son uranita (UO2), gummita, uranotilo, ocres de uranio, autunita y posible renardita. La uraninita forma concentraciones de distribución irregular, como cristales cúbicos de color amarillo canario por alteración y octaédricos dentro de muscovita. Otros cristales, también cúbicos, de color anaranjado, corresponden a gummita en un grado menos avanzado de auto- oxidación radioactiva.

Los depósitos forman concentraciones de escaso volumen que son aprovechadas como un

subproducto en las explotaciones de feldespato, cuarzo, berilo y minerales de litio.

Uranio en rocas sedimentarias

Manifestaciones uraníferas parecerían estar asociadas a los calcretes que afloran al oeste de Santa Rosa de Conlara, en una zona próxima a la ruta provincial 5.

Según Valvano (1949), el mineral de uranio se presentaría como un agregado cristalino granuloso, amarillento y algo verdoso, formando costras delgadas o en venillas de 1- 2 mm de espesor. Análisis químicos revelaron la presencia de uranio, vanadio, fósforo, potasio y fosfatos. Según el mismo autor, el origen del mineral estaría relacionado con el agua circulante y ascendente que habría formado también los calcretes de la Formación Paso de Las Carretas de edad neógena. La manifestación abarca un área de unos 900 m^2.

Elementos de la Tierras Raras, Torio y Uranio.

Distrito Rodeo de Los Molles

El distrito Rodeo de los Molles está ubicado en la sierra de San Luis, a 15 km al oeste de San Martín. El acceso a la zona se realiza por camino pavimentado desde la localidad de San Martín hasta el dique Las Huertitas y luego se sigue por una huella minera unos 2 km al oeste de dicho dique.

El yacimiento fue descubierto por la radimetría aérea llevada a cabo por la Comisión Nacional de Energía Atómica (Lira, 1982), cuyas anomalías en torio permitieron separar áreas donde luego se realizó la prospección de minerales pesados en aluviones y geoquímica de roca. Posteriormente se delimitó una extensa zona de alteración con ayuda de imágenes satelitales y fotografías aéreas. Desde su descubrimiento se realizaron estudios geológicos, mineralógicos y petrográficos. Entre 1987 y 1992 la empresa Michelotti e Hijos S.R.L. desarrolló trabajos exploratorios sistemáticos, realizando más de 6000 m de perforaciones con recuperación de polvo, hasta profundidades de 80 m y estudios de tratamiento mineralúrgico de la mena. Mediante radimetría se circunscribieron tres anomalías principales denominadas Norte, La Julia y El Rulo. En estas zonas se determinó la presencia de mineralizaciones de tierras raras y torio (uranotorita), ambas con contenidos significativos de uranio.

La descripción completa del yacimiento puede consultarse en Lira *et al.* (1999). La mineralización de tierras raras y torio en el yacimiento Rodeo de Los Molles está dentro de un cuerpo granítico elíptico alterado hidrotermalmente (fenita), localizado en el stock de monzogranito biotítico Las Huertitas, dentro del batolito Las Chacras. La mena aparece como manchas aisladas formadas por intercrecimientos de britholita, allanita, apatita, bastnaesita, fluorita, sphena, cuarzo y augita- egirina; también como nódulos de uranotorita y venas tardías de calcita, fluorita y bastnaesita. La fenita es un producto de alteración del monzogranito biotítico por la adición de K y Na, y pérdida de Ca y Sr; el microclino y la plagioclasa han sido reemplazados por pertita, y la biotita ha sido convertida en agregados de clinocloro, anatasa, caolinita y hematita (Lira y Ripley, 1992).

Dataciones radimétricas Rb/Sr dieron una edad de 174+2 Ma (Jurásico medio) para el proceso de fenitización- mineralización (Lira *et al.*, 1999).

Los minerales de tierras raras son ricos en Cerio. La britholita y allanita se presentan como agregados macizos o en cristales euhedrales; en muchas muestras la allanita incluye a britholita. Ambos minerales están parcial o totalmente reemplazados por bastnaesita o thorbastnaesita (Gay y Lira, 1984). La bastnaesita se presenta en venas que cortan la fenita, caracterizadas por la asociación fluorita- calcita-bastnaesita. Los fragmentos de material sienítico mineralizado incluyen britholita, allanita, apatita, cuarzo y agregados de productos de alteración compuestos por clinocloro + sílice esferulítica + calcita + hematita, cementados por bastnaesita.

Las reservas calculadas, considerando el 12 % de la superficie total de alteración y una profundidad promedio de 30 m, suman 90.000 t de roca mineralizada con 2, 52 % de óxidos de tierras raras, evaluadas como reservas demostradas y medidas. Las reservas geológicas ascienden a 5.600.000 t con 2, 1 % óxidos de tierras raras, considerando todo el sector de alteración hasta 90 m de profundidad (Viñas y Gaiero, 1990).

Wolframio

Existen datos de mineralizaciones de wolframio en las sierras de Córdoba desde fines del siglo XIX. Uno de los principales distritos mineros es el cerro Áspero, ubicado en la sierra de Comechingones, al norte del batolito del mismo nombre. Según Angelelli (1950) se conocen más de un centenar de minas.

Las minas Fischer del distrito Cerro Áspero fueron explotadas por la compañía Hansa durante la primera guerra mundial, reiniciando su explotación en 1933. Los demás yacimientos se abrieron a principios del siglo XX. La explotación minera fue realizada mediante un importante desarrollo de labores subterráneas, rajos, chiflones y piques. Fernández Lima *et al.* (1963) agruparon los yacimientos (vetas, mantos y cuerpos de brecha portadores de wolframita) en siete grupos mineros. En la década de 1980, Minera Aguilar realizó una importante exploración en la mina San Virgilio con resultados no satisfactorios para su reactivación. Numerosos estudios geológicos, metalogenéticos y mineros fueron realizados por González Díaz (1972), Brodtkorb y Brodtkorb (1999), Coniglio *et al.* (2001), Mutti *et al.* (2001), González Chiozza y Mutti (2002), Mutti *et al.* (2002) y González Chiozza (2004).

San Luis ha sido un importante productor de wolframio y presenta numerosos yacimientos que han sido agrupados como faja Valle de Pancanta-La Carolina (fuera de la Hoja), faja de cizalla Río Guzmán y distritos Los Cóndores, La Estanzuela y Los Avestruces. La geología y génesis de los yacimientos de wolframio ha sido discutida por varios autores, entre ellos Monchablón (1956), Stoll (1963), Ambrosini *et al.* (1981), Leveratto y Malvicini (1982), Brodtkorb *et al.* (1984), Hack *et al.* (1991) y Fernández *et al.* (1991).

Distrito Cerro Áspero

El distrito wolframífero Cerro Áspero se ubica en la sierra de Comechingones, a unos 40 km al oeste de la localidad de Berrotarán. Comprende las minas San Virgilio, Grupo Fisher, Grupo Número Cinco, Pilcada, Grupo Cerro Áspero, Progreso, La Leona, Pródiga y Paz, entre otras.

Durante el emplazamiento de los monzogranitos del Complejo Cerro Áspero, se desarrollaron estructuras circulares y radiales donde se alojaron cuerpos de aplita y pegmatita. En el sector norte del batolito, los procesos hidrotermales asociados a la etapa final del emplazamiento del plutón desarrollaron enjambres de vetas mineralizadas con wolframita, molibdenita, cuarzo + fluorita + apatita + sulfuros de Cu, asociados con la greisenización de la parte cuspidal de los plutones graníticos Los Cerros y El Talita. Las mineralizaciones se presentan en vetas y mantos, brechas hidrotermales o diseminados.

La wolframita está acompañada por molibdenita, pirita, bornita, calcopirita, bismutina, galena y esfalerita. Los minerales secundarios son limonitas junto con escasa malaquita y crisocola. La ganga corresponde a cuarzo, apatita y fluorita. La mineralización diseminada en la roca granítica está representada por molibdenita junto con escasa wolframita y sulfuros de metales base.

Los cuerpos de brecha están asociados a zonas de extensión que se desarrollaron en las milonitas que rodean al granito. Este modelo se da en los grupos Fischer, San Virgilio y Cerro Áspero. La Brecha San Virgilio alcanza una profundidad de 120 m, de acuerdo con datos de perforaciones realizadas por Aguilar S.A. en el año 1983. Las brechas contienen fragmentos angulosos de milonita, aplita y cuarzo de veta, cementados por cuarzo portador de wolframita, pirita, calcopirita, molibdenita, apatita, muscovita, fluorita y turmalina. El cuarzo se presenta como agregados macizos de grano mediano a grueso, de color blanco lechoso a gris y en ocasiones se observan drusas con muscovita, fluorita y cuarzo ahumado y rosado. La muscovita de grano fino a grueso se desarrolla en las salbandas con una orientación transversal a los contactos.

Las venas y vetas están muy difundidas en todo el sector. Se presentan en estructuras extensionales de rumbos NNO y N-S, que se ramifican y entrelazan formando fajas de hasta 5 m de potencia.

Una datación K/Ar sobre muscovita secundaria asociada a la mineralización, dio una edad de 348+10 Ma (Mutti y González Chiozza, 2005 a y b).

Los cuerpos de relleno con múltiples episodios de crecimiento formados por cuarzo y mica recristalizada tienen leyes mayores a 1 % W2O3, con 0, 18 g/t Au.

Como sucedió en muchos distritos wolframíferos del país, las minas fueron explotadas principalmente durante las 1ra y 2da guerras mundiales y sólo se conocen algunos datos de leyes y producción. Entre los años 1939 y 1963, el grupo San Virgilio produjo 400 t de concentrados con una ley de 71 % de W_2O_3, mientras que entre los años 1954-56 el grupo Fischer registró una producción de 20 t de concentrados y en el año 1939 la mina San Esteban (a 1, 5 km al sur de San Virgilio) produjo 7 t de concentrados (Angelelli, 1984).

Distrito San Martín

El distrito engloba una serie de yacimientos ubicados entre San Martín y Villa Praga. Entre ellos se destacan los grupos mineros Los Avestruces, Las Asperezas, Cerrito Blanco y la mina Los Piquillines.

El grupo Los Avestruces está compuesto por un sistema de vetas de rumbo noroeste a casi este-

oeste, integrado por las denominadas estructuras San Justo, Higuera, Negra y Buitres 1 y 2. Entre los autores que estudiaron este depósito, se destacan Beder (1922), Angelelli (1950), Liebers (1972) y Montenegro *et al.* (2009). Los yacimientos están caracterizados por contener scheelita en vetas de cuarzo asociadas a diques lamprofíricos. Las vetas tienen longitudes de decenas a centenas de metros, son delgadas y subverticales, con morfología lenticular. La paragénesis identificada es cuarzo y scheelita, con asociación de biotita, feldespato potásico, turmalina, fluorita, wolframita y escasos sulfuros. Las texturas reconocidas son de relleno y reemplazo. La scheelita se presenta como cristales bipiramidales aislados y agregados de varios centímetros de diámetro; también se encuentran individuos tabulares de wolframita en el cuarzo; en cantidades reducidas aparecen pirita, calcopirita y calcosina, así como hematita, fluorita, turmalina (chorlo) y berilo; como minerales supergénicos se han reconocido calcosina, covelina, goethita, cuprita, bismutita, malaquita y azurita; la biotita aloja entre sus láminas granos de scheelita y cuarzo. Las rocas básicas, que hacen de caja a las vetas, están propilitizadas; observándose epidoto, clorita, calcita, sericita y caolinita; percibiéndose además feldespatización y silicificación. En la roca granítica del sector Los Buitres (Los Avestruces), se ha desarrollado greisen cuarzo-muscovítico en las salbandas de las vetas, con valores elevados en W y Li. Las alteraciones son previas a la mineralización y se produjeron a temperaturas entre 450 y 350ºC. El yacimiento La Higuera es más importante del grupo Los Avestruces (Montenegro *et al.* (2009); consiste en dos vetas de cuarzo, subparalelas, subverticales de anchos variables entre 0, 20 a 1, 20 m y longitudes que alcanzan 2000 m (Etcheverry, 1987). Junto a las vetas se interpone un dique lamprofírico de hasta tres metros de ancho, denominado por los mineros «caballo de piedra». La mineralización está compuesta por scheelita en cuarzo, con menores proporciones de biotita, feldespato potásico y wolframita, a la que siguen sulfuros de Bi, Fe y Cu. Las vetas Buitres 1 y 2 tienen una longitud superficial de 700 y 500 m, respectivamente, encontrándose distanciadas entre sí por unos 30 m de granitoide. La roca granítica tiene una alteración moderada (caolinitización de feldespato potásico, aumento de cuarzo y muscovita y mayor contenido de volátiles, F y Li), sin embargo se identificaron sectores más alterados que constituyen una faja de cuarzo y muscovita próxima a las vetas.

El grupo minero La Aspereza está localizado a 8, 5 km en línea recta al suroeste de San Martín y próximo al depósito de Los Avestruces. Está formado por cinco vetas subparalelas orientadas con dirección 200/70. Allí, las metamorfitas del Complejo Conlara están intruidas por diques lamprofíricos, con direcciones 240/80, con sus bordes mineralizados. Las vetas se denominan correlativamente 1, 2, 3, 4 y 5; la 4 es la más importante por extensión y trabajos efectuados. Las zonas mineralizadas tienen morfología lenticular y corridas visibles de hasta 400 m, con espesores de 15 a 30 cm y su composición es principalmente cuarzo-scheelita, junto con escasa wolframita, biotita, turmalina y menos comúnmente pirita y calcopirita como minerales hipogénicos. La scheelita se dispone a modo de ojos y diseminados en cuarzo, biotita y lampróﬁro (conteniendo hasta 1408 ppm de W).

El grupo Cerrito Blanco, situado a 8 km al suroeste de San Martín, está integrado por un sistema de vetas paralelas, de dirección 110º e inclinación variable, alojadas en los esquistos micáceos, granito blanco rosado y pegmatita. Las vetas están formadas por un agregado de cuarzo y turmalina con scheelita finamente distribuida que se dispone como guías de hasta 30 cm de espesor a ambos lados de un filón lamprofírico. En una de las labores superficiales se descubrió sanmartinita (localmente denominado wolfram opaco), originada por un reemplazo metasomático de soluciones ferrocincíferas sobre scheelita. Hacia el oeste del anterior, se localiza el yacimiento Los Nogales, conformado por vetillas y guías de rumbo este-oeste y espesor variable, en las salbandas de un dique de lampróﬁro (kersantita); dicha estructura ha sido reconocida en una longitud de 600 metros. La scheelita es el principal mineral y está asociada a wolframita, cuarzo, feldespato y escasa turmalina. A 1 km al sur de Cerrito Blanco se sitúa la mina La Bochita, compuesta por guías de cuarzo con scheelita separadas por 50 cm de lampróﬁro; presenta una dirección 210/70 y se observa sobre una corrida de 200 metros. Unos 1000 m más al sur se emplazan las vetas San José y Santa María, en el contacto entre esquistos y granito. Las venas de cuarzo con scheelita están adosadas a un dique lamprofírico de dirección 230º. La scheelita también se encuentra diseminada en una anfíbolita epidotizada, al oeste del contacto granito-esquisto. En el área de Villa Praga se ha reconocido otro depósito denominado La Teófila, de características similares, consistente en una veta de cuarzo de 285 m de corrida que, rellena una fractura que

contiene el dique básico y luego la veta de cuarzo con nidos de scheelita y escasa pirita.

El yacimiento Los Piquillines se localiza sobre la margen derecha del arroyo Las Huertas (afluente del río Quines). Las estructuras mineralizadas constituyen las vetas Santa Bárbara, Lucero y Caballíto. De acuerdo con Monchablón (1956) por estas fracturas se produjo la intrusión del lamprófiro y luego el relleno por soluciones hipotermales con wolframio. La veta Santa Bárbara es la más trabajada, tiene una dirección de buzamiento 160-170/40, una extensión aflorante de 180 m y potencias de 0, 4 a 1 metro; su morfología es lenticular, adelgazándose hasta finas guías. La veta Lucero muestra una dirección variable, pero en la zona del chiflón tiene una dirección 120/27, formando un crucero hacia Santa Bárbara. La zona de contacto de las dos vetas, de inclinación opuesta, se conoce como La Canaleta. La estructura Caballíto aflora a lo largo de 230 m como dos vetas de 10 a 20 cm de ancho separadas por 70 cm de lamprófiro estéril, con una dirección 150/40. Las vetas de cuarzo contienen scheelita como cristales y «puros» (concentrados de varios kilogramos), acompañados por biotita, feldespato, fluorita, pirita y reducidas cantidades de berilo y bismutita. Podría vincularse genéticamente con el granito El Hornito.

El yacimiento Los Avestruces fue descubierto durante la década de 1910 y la explotación se inició en 1921. Los trabajos practicados en las vetas del distrito son diversos y consisten en laboreos mineros de superficie y subterráneos que contabilizan 8500 m de desarrollo, distribuidos fundamentalmente en rajos (6300m), piques (200m), chimeneas (300m), chiflones (130m), socavones (30m) y galerías (1500m), en gran parte inaccesibles (tapados y/o inundados). Durante el período de explotación, la empresa Sominar instaló una planta de concentración gravitacional de 20 t/día y luego otra cuya capacidad era de 100 t/día. Más tarde, en el año 1985, la compañía Cerrito Blanco construyó una planta de concentración para un ritmo de producción de 150 t/día. Las leyes registradas variaban entre 0, 2 y 1% W03. Durante el período 1936- 1946 se obtuvieron 350 t de concentrados con leyes de 65 a 71% WO_3; posteriormente, en las décadas del 50 y 80, durante una reactivación de la actividad se alcanzaron 120 t de concentrados. La wolframita se destinó a la elaboración de óxido y carburo de tungsteno, ferrotungsteno y metal duro en herramientas, piezas y placas. En el año 1955, la empresa Sominar S.A. cubicó reservas del orden de 145000 t de mineral en la mina Los Avestruces. Para el año 1984 la compañía Minera Cerrito Blanco contabilizó 80000 t de mineral medido, indicado e inferido para la veta Higuera. Etcheverry (1987) estimó 380000 t de mineral para todas las minas del distrito (Los Avestruces, La Aspereza y Cerrito Blanco), teniendo en consideración la extensión de las vetas, valores de potencias y leyes medias.

En el grupo minero La Aspereza se efectuaron rajos a lo largo de las vetas, 2 piques en estéril (de 17 y 40 m en las adyacencias de las vetas 3 y 4, respectivamente) y cortavetas hacia las estructuras individuales. Estas minas fueron explotadas durante la primera guerra mundial por una compañía francesa y a partir de 1937 por Sominar (que movilizaba también el mineral del yacimiento Los Avestruces), la que finalizó su actividad en 1958 cuando el Banco Industrial de la República Argentina dejó de pagar el precio sostén para el tungsteno. La producción durante 1954 fue de 0, 5 t/mes y la ley media para una potencia de veta promedio de 20 cm, fue de 0, 7% WO_3.

Las vetas del yacimiento Los Piquillines se trabajaron primeramente al pirquín. Durante el período 1943-1945 se explotaron mediante corte y relleno con un laboreo en chiflones y galerías principalmente, totalizando aproximadamente 420 m de labores. De acuerdo con Angelelli (1950), las leyes obtenidas variaban entre 0, 37-3, 67% WO_3 para potencias medias de 60 y 40 cm, respectivamente, mientras que el mineral en cancha presentaba un tenor de 0, 81 % de WO_3. Monchablón (1956) estableció, para la veta Santa Bárbara, una ley de 0, 9% WO_3 para un ancho de 0, 5 metros. Las reservas estimadas por Angelelli (1950) son del orden de las 3000t de mineral con leyes de 0, 5 a 0, 8% WO_3. En el año 1943 se instaló una planta de concentración gravitacional que funcionó hasta 1945 y llegó a producir 2300 kg de concentrados por mes, totalizando 17 toneladas.

Distrito Río Guzmán

El distrito está situado al sur de la estancia Cerros Largos, en la provincia de San Luis, formando una franja mineralizada a lo largo de la cizalla Río Guzmán. La franja está cortada por la ruta provincial 10, que une Paso del Rey con La Toma. Agrupa las minas La Blanca, La China, Efinov, Eureka, El Traguito, El Destino, Intiguasi, La Higuera, Yanquetruz, San Manuel, La Susanita, Atahualpa, El Sol, El Bochita, La Lalita, Aurelia, Pochita, San Cayetano, El Duraznito, La Rioja, Clyde, Almirante Brown, Alto Plumerilloso y Seis de Setiembre.

El distrito fue estudiado por Fernández *et al.* (1991) y Brodtkorb *et al.* (1999)

La mena principal de estos depósitos es scheelita, según Sims *et al.* (1997) se encuentra asociada a venillas de cuarzo o diseminada en las filitas de la Formación San Luis, dentro de una zona de alta deformación. Las venillas de cuarzo se desarrollan en el contacto entre rocas competentes (metapsamitas, cuarcitas o aplitas) y las filitas; las venillas están deformadas y hay recristalización de los minerales. Los sulfuros y óxidos son poco abundantes mientras que la turmalina y mica blanca son muy abundantes. Las zonas mineralizadas están asociadas con estructuras que alcanzan potencias de 0, 2 a 2 m (charnelas y planos axiales de pliegues) que se habrían formado durante una fase compresiva de edad devónica.

Los cuerpos cuarzosos están diaclasados y brechados, conteniendo gran cantidad de turmalina especialmente en los bordes. La mineralización está constituida por scheelita, pirita y muy escasa esfalerita, calcopirita, bismutina, oro y wolframita. El cuarzo de las vetas presenta dos grupos de inclusiones fluidas primarias que se caracterizan por su composición, temperatura de homogeneización y salinidad (Beer, 1996; Brodtkorb *et al.*, 1999).

Varias interpretaciones existen sobre el origen y la edad de las mineralizaciones de wolframio en la faja de cizalla del río Guzmán. Según un grupo de investigadores el origen es singenético, asociado a un vulcanismo félsico que luego fue removilizado durante la deformación y metamorfismo (Brodtkorb y Brodtkorb, 1975, 1979; Brodtkorb *et al.*, 1985; Fernández *et al.*, 1991; Hack *et al.*, 1991). Otros, entretanto, explicaron que el W tiene un origen epigenético sindeformacional asociado a fluidos pneumatolíticos o hidrotermales relacionados con granitos (Stoll, 1963). Otra hipótesis dice que el W fue introducido por fluidos hidrotermales dentro de la Formación San Luis, durante la deformación compresiva D3 del Devónico inferior, controlada por la presencia de zonas de cizalla y pliegues, particularmente en zonas con diferente competencia debido al contraste litológico (Sims *et al.* (1997); el reemplazo de granates postcinemáticos en las inmediaciones de las vetas por agregados de sericita-clorita y la edad de 360-350 Ma de la alteración sericítica relacionada, permitió suponer que las vetas se emplazaron en épocas tardías con respecto a la cizalla y posiblemente en niveles con una profundidad ubicada en la transición dúctil-frágil. Las temperaturas de homogeneización halladas en el cuarzo resultan coherentes con ello (Sims *et al.*, 1997).

Los yacimientos fueron trabajados durante las guerras mundiales explorando y explotándose simultáneamente, mediante trincheras y en algunos casos piques y pequeñas galerías. La producción ha fluctuado según la cotización del mineral.

Si bien muchos depósitos son conocidos por su buena mineralización, no se conocen datos de leyes ni producción. Durante un programa de fomento minero, en el yacimiento El Duraznito se realizó un pique de 40 m de profundidad, 3 cortavetas y 150 m de galerías sobre veta (Leveratto y Malvicini, 1982). En las zonas de Santo Domingo y de La Criolla, además de wolframio se explotó oro, pero nunca se hizo una exploración sistemática por ese elemento a lo largo de todo el distrito. En la ruta que une Paso del Rey con La Toma se hallan las ruinas de dos viejas plantas de concentración, una de las cuales trabajó intermitentemente hasta 1982. En la mina El Araucano se extrajo la scheelita por medio de trincheras a cielo abierto, a lo largo de 1000 m, con anchos de 1- 2 m y profundidades variables entre 2 y 15 m, que terminan frecuentemente en piques, siguiendo una zona más rica en scheelita. La estructura La Higuera, paralela a la anterior, fue explorada también mediante trincheras. En la zona de La Teodolina se han ubicado numerosas pertenencias, denominadas La Teodolina, La Rioja, Almirante Brown, Rivadavia, La Reinita, 6 de septiembre y Clyde. La Teodolina fue una mina rica pero de poco desarrollo. En mina La Rioja la ley explotada era de 0, 7-1 % de WO_3 (Monchablón, 1956), pero las estructuras mineralizadas son de pequeñas dimensiones.

Distrito Los Cóndores - Santa Rosa de Conlara

Se agrupan aquí los yacimientos situados entre Santa Rosa de Conlara y Concarán. Se destacan los yacimientos Los Cóndores, El Águila, El Manantial y Santa Rita. Otros yacimientos como San Vicente, Diana, La Chata y San Benito están localizados más próximos a Santa Rosa de Conlara.

El yacimiento Los Cóndores fue descubierto en 1897 y adquirido al año siguiente por la Compañía Minera Hansa, que lo explotó hasta 1918. Fue uno de los cuatro grandes yacimientos que se explotaron durante la primera guerra mundial. A partir de 1934 la Compañía Puntaría de Minerales recuperó wolframita de las arenas del arroyo Las Cañas, donde se descargaban los relaves. Otros datos figuran en Angelelli (1950, 1984) y Etcheverry y Brodtkorb (1999).

El yacimiento Los Cóndores está formado por vetas de cuarzo alojadas en los esquistos del Complejo Metamórfico Conlara, junto con pegmatitas y diques graníticos. Ocupan estructuras verticales de rumbo NE, con potencias entre 0, 3 y 3 metros. Las vetas poseen una marcada estructura simétrica. Las salbandas son arcillosas y en la roca de caja es frecuente una turmalinización que arranca desde los filones. Los bordes externos de las vetas están conformados por paquetes de mica verdosa, orientados perpendicularmente a la estructura de estas, alcanzando hasta 12 cm de ancho; sigue luego una franja de mica con wolframita acompañada por turmalina y cuarzo. En el centro se observa principalmente cuarzo, al que se asocian wolframita y sulfuros. La wolframita se presenta en cristales tabulares aislados, de tamaños microscópicos hasta 10 cm de largo, o formando «nidos». También aparece scheelita asociada a cuarzo, mica y wolframita. Los sulfuros reconocidos son pirita, calcopirita, pirrotina, bismutinita, wittichenita, antimonita y molibdenita, además de oro, antimonio nativo y bismuto nativo. Los minerales secundarios observados son covelina, limonitas, jarosita, malaquita, azurita, atacamita, crisocola, bismutita y ocres de tungsteno. La ganga está formada por cuarzo, muscovita, turmalina, fluorita, calcita, apatita y feldespato. Entre los minerales oxidados hay limonita, malaquita y ocre de wolframio. El cuarzo aparece muy fracturado y con guías de hematita. Estos yacimientos son notables por la presencia de hübnerita (tungstato de manganeso) distribuida irregularmente como cristales aislados de 1-2 cm o formando «nidos» de varios kilos. Una datación K/Ar sobre muscovita arrojó una edad de 334 Ma (Linares y Latorre, 1969) por lo que la mineralización hidrotermal de temperatura media-alta, podría asociarse con el magmatismo devónico registrado en el área.

El yacimiento El Águila, inmediatamente al sur de la mina Los Cóndores, consiste en varios mantos de cuarzo con inclinaciones entre 10° y 30°, de poco espesor (5 a 30 cm), que cortan los esquistos y pegmatitas. La mineralización de wolframita y scheelita se localiza en las salbandas, junto con mica y turmalina, además de pirita, calcopirita y bismutina.

El Yacimiento San Benito, ubicado sobre la margen izquierda del arroyo del Duraznito, a unos 6 km al NO de Santa Rosa de Conlara, presenta dos vetas. La más importante es una veta subvertical de rumbo E-O y unos 100 m de largo, donde se han practicado dos labores pequeñas a cielo abierto; otra veta menor, de rumbo NS y subvertical, tiene una extensión visible de pocos metros y se ramifica formando 3 ó 4 vetillas de 0, 05 m de espesor. La wolframita se presenta en pequeños cristales irregularmente distribuidos en la ganga de cuarzo. Allí, el mineral se solía «chancar» y luego se lavaba en el arroyo. Hasta marzo de 1953 se habían extraído unos 100 kilos de concentrado.

El yacimiento La Beatriz consiste en dos vetas de escasa potencia, con rumbo E-O y distantes entre sí unos 60 metros. La extensión es sólo visible en el área minada pues no hay afloramientos ya que todo se halla tapado por un depósito aluvional de 1 m de espesor. La estructura es brechosa y la mineralización consiste en cuarzo con wolframita, pirolusita, pirita, calcopirita y hematita; cristales de yeso rellenan fisuras. En profundidad la estructura alcanza varios metros de ancho.

La mina San Vicente presenta un pique que alcanzó 30 m de profundidad, al que se conectan cinco galerías y varios chiflones. La mina San Miguel, situada aproximadamente a un kilómetro al sudoeste del cerro del Peñón, entre Los Alanices y Las Chilcas, ha sido descubierta por unas pocas labores a cielo abierto. Se observa una veta de escasa potencia y extensión, que ocupa una estructura 30/90 que corta el granito El Peñón. Otros destapes de exploración ponen en evidencia vetas menos importantes. En la mina San Rafael, situada a 1, 5 km a ESE de El Peñón, hay trabajos de exploración que pusieron en evidencia cuatro vetas de cuarzo en estructuras 60/90, con potencias que oscilan entre 0, 10 y 0, 80 m; las labores efectuadas a cielo abierto han alcanzado una profundidad de unos 11 m en algunos rajos y en conjunto sobrepasan los 600 m de longitud. A unos 4 km al NE de la desembocadura del Bajo de Cautana se halla la mina La Julia, donde vetas de cuarzo portadoras de wolframita tienen un ancho visible de unos 0, 25 m, guardan posición subvertical y rumbo E-O, cortando los esquistos del Complejo Metamórfico Conlara; la mina fue trabajada por corto tiempo y de manera artesanal; el mineral de cuarzo con wolframita molido era transportado al arroyo de Cabeza de Novillo, donde se concentraba mediante ‘’canaleta».

Según Barrie (en Angelelli, 1984) la producción efectuada por la Compañía Minera Hansa hasta 1918 fue de aproximadamente 1600 t de concentrados de tungsteno. En el año 1938 se habilitaron las viejas labores subterráneas de la mina Los Cóndores y se instaló una planta de concentración gravitacional y flotación de 200 t/día. Entre los años 1939 y 1963 se produjeron 6191 t de WO_3 con leyes de 66 a 71 %;

138 t de bismuto con leyes de 36 a 64% y 144 t de bismuto con leyes 21-29%. Por otro lado, se obtuvieron por flotación 5734 t de concentrados de cobre. Posteriormente, en 1952, Seminar S.A. puso en funcionamiento una nueva planta de 500 t/día que operó hasta 1962.

Los laboreos realizados en el yacimiento Los Cóndores consisten en un socavón y galerías en los niveles -54, -110, -137 y -300 m unidos por chimeneas y piques, que totalizan aproximadamente 20000 metros. La exploración fue realizada por el método corte y relleno. En esta mina los concentrados de wolframita y scheelita habrían alcanzado leyes medias de 0, 8 a 1 % de WO_3. Las reservas asignadas a este yacimiento en 1962 ascendían a 282000 t, con leyes de 0, 3- 0, 5% WO_3.

Distritos La Estanzuela, San Felipe y Villa Praga

En la sierra de La Estanzuela, a unos 25 km al sureste de la ciudad de Tilisarao, se conocen los depósitos conocidos como La Estanzuela, San Pedro y El Talar. Otro distrito situado en las lomadas de la sierra de San Felipe, a unos kilómetros al noroeste de la localidad de Naschel, está integrado por las minas La Chiquita, Chañar Marcado y La Argentina. Más al oeste, en las inmediaciones de Villa Praga, también existen unas viejas exploraciones realizadas a cielo abierto.

La mineralización consiste en scheelita diseminada en rocas calcosilicáticas y mármoles dolomíticos del Complejo Metamórfico Conlara; los diseminados alcanzan potencias de hasta 5 m y corridas de más de 100 m (Brodtkorb y Pezzutti, 1991; Brodtkorb y Brodtkorb, 1999).

Si bien en el yacimiento La Chiquita se estimaron 15000 t de reserva con una ley de 0, 7 % (Monchablón, 1956), no se conocen datos de leyes ni de producción.

Molibdeno

Las primeras menciones sobre ocres de molibdeno en vetas de cuarzo al sur del cerro Áspero, en la sierra de Comechingones, se deben a Bodenbender (1894). Tiempo después, Hillar (1968) describió una mineralización diseminada de molibdenita junto con calcopirita y wolframita (El Centauro). También hay antecedentes sobre un yacimiento denominado La Salvadora (Angelelli, 1984), situado en las proximidades de la mina San Virgilio del distrito wolframífero Cerro Áspero.

Las manifestaciones de molibdenita se presentan como diseminados asociados a granitos alterados hidrotermalmente, o vinculados a filones de cuarzo. Según Mutti *et al.* (2005), la mineralización diseminada alcanzaría un 2 % del volumen de la roca granítica, representada por molibdenita junto a escasa wolframita y sulfuros de metales base. La molibdenita está acompañada por apatita, granate y a veces berilo y topacio, presentándose como nódulos de 2 mm a 1 cm de diámetro.

En uno de estos filones de rumbo E-O e inclinación 30° N, que aflora a lo largo de 25 m con una potencia de 50-80 cm, se han estimado contenidos de 3-4 % de molibdenita (Quiroga, 1949).

Bismuto

Según Angelelli (1984), se han recuperado cantidades importantes de bismutina y bismuto nativo durante la explotación del yacimiento de wolframita y scheelita Los Cóndores (ver wolframio). La existencia de bismuto ha sido también comprobada en otros yacimientos de tungsteno.

De acuerdo con los datos aportados por Angelelli (1984), durante el período 1936-1945 los concentrados de bismuto a nivel nacional alcanzaron 260 toneladas, aportados por Córdoba (72, 7 t); San Luis (151, 4 t) y San Juan (37, 5 t). Durante el lapso 1946-1980, aumentaron a 310 t de concentrados, con tenores variables de entre 44-64%, 30% y 17-19 % de bismuto.

Cromo

En la vertiente oriental de la sierra de Comechingones se encuentran tres distritos mineros que representan manifestaciones y yacimientos de cromita (Villar, 1985; Mutti, 1999). Si bien se ha comprobado la existencia de cromita, sus concentraciones sólo permiten, a la fecha, definir la existencia de recursos ocultos o subeconómicos. Los distritos son conocidos como Los Guanacos, Cerro San Lorenzo, Los Permanentes y Loma Blanca.

El distrito Los Guanacos se encuentra a 12 km al sureste de la población de Yacanto de Calamuchita y está constituido por las minas Los Guanacos, Árbol Seco, Ume Pay, San Gregorio, El Rodeo, 25 de Mayo, San Miguel y Las Bagualas. El distrito Cerro San Lorenzo, denominado también grupo Cañada de Álvarez (Difini, 1956) se localiza a 30 km al oeste de la ciudad de Berrotarán y a 20 km al nornoroeste de la localidad de Río de

los Sauces. Está integrado por las minas 12 de Noviembre, Corpus Christi, Resistencia, El Destino, Tigre Muerto, Las Cortaderas, Arroyo Hinojo, Vendedora, Triunfo y Comechingones. El distrito Los Permanentes se halla a unos 42 km al oeste de la estación Gigena (FCGBM), entre Alpa Corral y Río de los Sauces, destacándose la mina El Cromo (-32º35', -64º 40') en la que se puede ver un pequeño cuerpo de serpentinita que no supera los 100 m de extensión.

Las mineralizaciones del distrito Los Guanacos están alojadas en rocas ultramáficas serpentinizadas. Los cuerpos tienen formas lenticulares de dimensiones variadas con orientación NO. La mina Los Guanacos es el yacimiento de cromita más importante del país. El depósito está formado por ortopiroxenitas y harzburgitas con filones y lentes de wehrlitas, websteritas, troctolitas, lherzolitas y dunitas serpentinizadas y/o anfibolitizadas, que definen una estratificación gruesa subconcordante con la foliación de las metamorfitas de la caja. Las rocas están cortadas por diques de metagabros, con potencias entre 1 y 10 m, que son interpretados como diferenciados tardíos. Las concentraciones de cromita se localizan en «pods» de composición dunítica de coloración blanco amarillento a verdoso con abundantes venillas de crisotilo, calcita y magnesita. Las rocas ultramáficas ocupan la charnela de un pliegue. Numerosos filones de pegmatita y aplita intruyen estas rocas generando, en el contacto, bolsones de vermiculita, asbestos, clorita, talco y corindón. La paragénesis con cromita dominante, asociada a dunitas serpentinizadas, tiene un contenido en Cr2O3 mayor al 39%; presentan ferricromita y exsoluciones ricas en Cr- Fe y Cr-Al; en su evolución composicional muestran una tendencia hacia los extremos ricos en hierro a partir de cromitas aluminíferas. Como mineral secundario se destaca sólo la presencia de hematita a partir de la alteración de magnetita. Los minerales de ganga están representados esencialmente por minerales del grupo de la serpentina, con antigorita y lizardita, asociadas a magnetita arborescente y subordinadamente clinocloro, olivino, enstatita, tremolita- actinolita y brucita junto a crisotilo, calcita, magnesita y óxidos de manganeso como relleno de microfisuras.

Los yacimientos del distrito San Lorenzo se encuentran en cuerpos ultrabásicos serpentinizados que sólo ocasionalmente exceden los 200 m de longitud. La cromita está asociada a magnetita, hematita, ilmenita y calcopirita. Análisis realizados dan contenidos en Cr2O3 entre 29% y 37%, en Al2O3 entre 26% y 36%, en FeO entre 14% y 19% y en MgO entre 12% y 15%, con una relación Cr/Fe cercana a 2. Kittl (1953) informó acerca de la existencia de serpentina niquelífera vinculada con procesos de meteorización y se destaca la participación de garnierita y limonitas de incipiente desarrollo en aquellos sectores en donde los óxidos de hierro primarios son dominantes. Los minerales de ganga corresponden a los minerales del grupo de la serpentina, acompañados por magnetita, clinocloro, brucita, talco, clorita, broncita, clinoanfíboles, carbonatos de Mg y Ca, grossularia, vesubianita, diópsido, epidoto, zoicita y sílice ferruginosa.

En el distrito Los Permanentes, los estudios efectuados por Rabbia *et al.* (1993 y 1994), Mutti (1994) y Villar *et al.* (1995) en la mina El Cromo, indicaron la participación de magnetita, titanomagnetita, ilmenita, hematita, rutilo wolframífero, espínelos de hierro, aluminio y magnesio, además de chispas de pirrotina, pentlandita y calcopirita como minerales accesorios. Cabe señalar que la participación de la asociación con óxidos de hierro y titanio en ocasiones es dominante, preferentemente en cercanías de los cuerpos de anfíbolita (metagabros y metapiroxenitas) que intruyen a la serpentinita. La cromita de la mina El Cromo tiene un contenido en Cr2O3 entre 39% y 50%, en Al2O3 entre 18% y 25%, en FeOT entre 15% y 17%, en MgO entre 12% y 16% y una relación Cr/Fe variable entre 2, 18 y 2, 76; no obstante, la información presentada por Sgrosso (1943) a partir de análisis efectuados por vía húmeda indicaron contenidos en MgO superiores y una menor relación Cr/Fe. Como minerales secundarios se observa la presencia de hematita secundaria y garnierita. Los minerales de ganga están representados por minerales del grupo de la serpentina, cloritas, espinelos aluminíferos y óxidos de hierro y de titanio.

Estudios sobre la metalogenia de los yacimientos de cromo pueden consultarse en Rabbia *et al.*, 1993; Sosa, 2001 y Mutti, 1998.

Según Mutti (1999), en nuestro país la explotación documentada de minerales de cromo se inició en el año 1941 en el departamento Calamuchita de la provincia de Córdoba, luego que el mineral fuera descubierto por Bodenbender (1905). A partir de allí y hasta la década de 1950 se desarrolló el 70% del laboreo existente, movilizado por un proyecto de exploración para obtener materia prima mineral para abastecer una planta de beneficio que se instalaría en la provincia de Córdoba. El plan de exploración llevado a cabo por Fabricaciones Militares involucró

la ejecución de laboreo subterráneo y una prospección geofísica mediante magnetometría en el cerro Los Guanacos (Pagés y Re, 1953). Con posterioridad no se efectuaron otros trabajos de prospección.

Entre los años 1941 y 1949 se extrajeron de las minas cordobesas unas 3600 t de material de 1ª y 2ª categoría. La explotación se realizó mediante laboreo a cielo abierto, de distintos tipos y tamaños (canteras, trincheras, escarpes, piques, etc.). El material era seleccionado a mano en cancha, Con posterioridad, y hasta el año 1959, se alcanzó una producción de unas 700 t destinadas principalmente a la industria refractaria.

Entre los trabajos existentes se destacan unos 350 m de labores subterráneas de exploración (galerías y estocadas) efectuadas en el cerro Los Guanacos durante la década del 50, por parte de Fabricaciones Militares.

De acuerdo con los informes de García Castelllano (1943), Sgrosso (1943), Angelelli (1945), Quiroga (1949), Villagra (1949), Pagés y Re (1953) y Difini (1956), el mineral que fue extraído de los depósitos de Córdoba acusó tenores entre 33, 00% y 47, 55% de Cr2O3, con relaciones Cr/Fe comprendidas entre 1, 90 y 3, 04.

6.2 DEPÓSITOS DE MINERALES NO METALÍFEROS

Pegmatitas portadoras de Be, Li, Ta, Nb, Sn, TR, U, Th

Las pegmatitas de la clase elementos raros de Cerný (1991) o tipos 3 y 4 de Herrera (1968) están ampliamente representadas en la sierra de San Luis. Los depósitos han sido descritos por varios autores, incluyendo Herrera (1963, 1965, 1968), Angelelli y Rinaldi (1963), Ortiz Suárez y Sosa (1991), Sosa (1990), Oyarzábal y Gallíski (1993) y Gallíski (1992, 1994). Han sido reconocidos ejemplos de pegmatitas con berilo, (subtipo espodumeno y albita espodumeno de Cerný (1991) e incluso pegmatitas casiteríferas.

El zonado interno, dimensiones y paragénesis fueron descritas en las citadas referencias. Herrera (1968) y Gallíski (1994) describieron pegmatitas ricas en muscovita que también se presentan en San Luis (López, 1984). Gallíski (1994) reconoció pegmatitas de elementos raros en La Estanzuela y en la región de Renca-Tilisarao (familia LCT (Li, Cs, Ta>Nb, Rb, Be, Sn, Ga) de Cerný (1991), sugiriendo también que algunas pegmatitas con tierras raras (TR) de la zona de Conlara son del tipo híbrido LCT-NYF (Nb>Ta, Y, F, Ti, Sc, TR, Zr, U, Th).

Sobre la base de la compilación de edades K-Ar de las pegmatitas de Sierras Pampeanas y la correlación con otros eventos ígneos, Gallíski (1994) sugirió dos períodos principales de emplazamiento de pegmatitas de elementos raros: un estadio cámbrico-ordovícico y una fase post orogénica devónico- carbonífera. Numerosas dataciones radimétricas de las pegmatitas de la sierra de San Luis indican dos principales períodos: 440 a 470 Ma, durante la fase extensional famatiniana, y 415 a 340 Ma asociadas con graníticos devónicos. Las pegmatitas devónicas ocurren dentro o en la periferia de los granitos. Las pegmatitas enriquecidas en tierras raras, U y Th, están relacionadas con el batolito de las Chacras (Gay y Lira, 1984; Gallíski, 1994) y las pegmatitas con Be- Nb-Ta-F-U están asociadas al batolito de Achala (Morteani *et al.*, 1995).

Desde el año 1930 las pegmatitas de las Sierras Pampeanas han producido más de 25000 t de berilo, 45 t de menas de Nb-Ta y 1000 t de minerales de Li (Gallíski, 1992, 1994). La provincia de San Luis aportó casi la mitad de la producción nacional de Be entre los años 1945 y 1979 (Angelelli, 1984). Dentro del área de estudio, las pegmatitas también representan importantes fuentes de minerales industriales, tales como feldespato, cuarzo y mica, y son en menor medida fuentes de Sn, Bi, TR, U y Th.

Distrito pegmatítico La Estanzuela, San Luis

El distrito abarca los depósitos pegmatíticos de las sierras de La Estanzuela y Tilisarao, en la provincia de San Luis. Uno de los yacimientos más importantes es La Viquita.

Los yacimientos fueron estudiados principalmente por Herrera (1963), Fernández Lima *et al.* (1981), Rossi (1966b) y Gallíski (1994, 1999 a, b, c, d). Se trata de pegmatitas de clase elementos raros: lepidolita, espodumeno, albita-espodumeno. Una de la más importante por su explotación es La Viquita.

Los cuerpos pegmatíticos del distrito La Estanzuela están emplazados subconcordantemente en los esquistos del Complejo Metamórfico Conlara; tienen formas tabulares y lenticulares plegadas. Tienen una estructura zonal simétrica con zona de borde externa, tres zonas intermedias, núcleo y unidades de relleno y reemplazo (Gallíski, op cit.). Los cuerpos tienen varios cientos de metros de largo y decenas de metros de ancho, con rumbos generales al NE. Están formados por feldespato potásico, cuar-

zo, plagioclasa, muscovita y espodumeno. La plagioclasa es normalmente albita (clevelandita). El espodumeno se presenta como cristales decimétricos grises o verdosos, parcialmente alterados, con contenidos de Li_2O entre 5, 1 y 7, 8. Como accesorios hay berilo, ambligonita- montebrasita, trifilina- litiofilita y sus derivados por alteración hidrotermal, columbita, tantalita, tapiolita y minerales del grupo de la wodginita, casiterita, circón y apatita (Gallíski, 1999d). Se presentan turmalinizados y muscovitizados.

Dataciones K-Ar sobre muscovitas dieron una edad de 403+16Ma (Gallíski y Linares, 1999) por lo que estas pegmatitas estarían vinculadas con el Ciclo Famatiniano.

Las pegmatitas han sido explotadas por medio de rajos o canteras a cielo abierto. La selección de minerales como berilo, tantalita, espodumeno y feldespato, se realizó en forma manual. Al presente se utiliza maquinaria pesada para las tareas en los frentes de ataque.

La explotación ha sido principalmente por feldespato, cuarzo y albita; si bien la muscovita es abundante, su tamaño y calidad no alcanzó para utilizarla como mica de corte. El espodumeno tiene contenidos de Li2O variables entre 7, 8 y 5, 1%.

Distrito pegmatítico Comechingones, Córdoba

Las pegmatitas del distrito están ubicadas en el extremo norte de la sierra de Comechingones, entre los batolitos de Achala y Cerro Áspero. Los principales yacimientos son Cerro Blanco, Magdalena y grupo minero Otto. Fueron trabajadas por muscovita, cuarzo y feldespato.

En las pegmatitas del distrito Comechingones se descubrieron minerales de uranio por primera vez en la Argentina (Rigal, 1938), pero los yacimientos ya eran conocidos (Beder, 1916). Otros estudios fueron realizados por Angelelli y Várese (1947), Cabeza y Soto (1950), Granero Hernández y Davids (1951), Herrera (1963), Bianucci y D'Aloia (1965), Rinaldi (1968), Methol (1971) y Hub (1992). Gallíski (1999 a y b) agrupó las pegmatitas del distrito Comechingones en función de su mineralogía.

Las pegmatitas fueron explotadas primeramente por uranio y también se extrajo berilo, mica y columbita. Sin embargo, el distrito está subdesarrollado y su potencial nunca fue totalmente aprovechado debido al difícil acceso. Evaluaciones económicas de varias minas del distrito fueron realizadas por Miró *et al.* (1986) y Miró y Torres (1986).

Las pegmatitas forman filones concordantes a ligeramente discordantes con la foliación plegada de la caja metamórfica, por esta razón los rumbos e inclinaciones de los cuerpos pegmatíticos son variables, pero en general están orientados NNO y buzan al este. Los filones tienen formas lenticulares y tabulares, con anchos irregulares a causa del plegamiento. Suelen alcanzar longitudes entre 100-300 m y excepcionalmente superan los 600 metros. Los anchos más frecuentes son entre 15 y 25 metros. Los cuerpos presentan una zona de borde de grano fino y ancho de pocos centímetros, compuesta por plagioclasa, cuarzo y muscovita; son accesorios turmalina, granate y apatita. Las zonas externas son de mayor espesor y granulometría y tienen una composición similar a las de borde; la muscovita suele disponerse en fajas de hasta 30 cm de ancho, que suelen estar explotadas. Las zonas intermedias son de grano grueso, con una composición dominada por microclino, cuarzo, plagioclasa y muscovita, normalmente de la variedad cola de pescado. El núcleo está formado por cuarzo. Los minerales accesorios están principalmente en el borde del núcleo formando la asociación berilo, columbita, triplita, uraninita y sus productos de alteración, gahnita, pirita, calcopirita, allanita. El berilo es de color verde, verde amarillento a amarillo y se presenta en cristales de variado tamaño; algunos ejemplares pequeños de heliodoro son de calidad gema (Hub, 1992). La columbita es predominantemente ferro o manganocolumbita (Gallíski y Cerný, 1998). Los minerales secundarios derivan de la alteración de uraninita. Rinaldi (1968) identificó gummita, masuyita, fourmarierita, vandendriesscheita, autunita, metaautunita y uranofano. También se presentan malaquita, pirolusita y fosfosiderita.

Muchas de las pegmatitas explotadas por muscovita probablemente pertenezcan a la clase de pegmatitas muscovíticas o de elementos raros y se habrían formado durante el tectonismo extensional famatiniano. Sin embargo, en otros yacimientos en donde no se observa zonación, los cuerpos se componen de cuarzo blanco puro, generalmente sacaroideo, con muscovita como principal accesorio; estos filones tienen una génesis diferente vinculada con grietas de extensión generadas dentro de la cizalla Tres Árboles.

El yacimiento Cerro Blanco (64°55'33.187"O 32°6'42.884"S) se trabajó para la extracción de mica. En el año 1945, la Dirección General de Fabricaciones Militares realizó trabajos de exploración por

minerales de uranio, construyendo un pique de 70 m que sigue la inclinación del cuerpo, donde funcionó una bomba para el desagote. A 400 m al sur de este yacimiento existe una labor a cielo abierto con una pequeña galería de rumbo NS, utilizada para exploración de berilo. Otros yacimientos donde se ha extraído mica y berilo, conocidos como Los Cencerros, San Roque y Santa Ana, están distanciados 1000 m con dirección NO. Las labores realizadas son muy rudimentarias y se inundan con facilidad. Más al sur, en el yacimiento La Felicidad se ha realizado un socavón y unos chiflones sobre un filón de cuarzo, microclino y muscovita de rumbo NNO, donde se habrían extraído cristales de berilo con secciones basales de hasta 20 cm, de color amarillento a verde claro.

El yacimiento La Magdalena (64°51'55.618"O 32°10'8.484"S), ubicado a unos 200 m al norte del cerro Redondo, comprende varios filones de pegmatita con cristales de berilo color celeste verdoso y amarillento de hasta 15 cm de diámetro o en concentraciones irregulares distribuidas en el núcleo de cuarzo. La pegmatita contiene también granate, nódulos de gahnita y raramente molibdenita. Los trabajos realizados consisten en laboreo a cielo abierto y galerías achiflonadas que no superan los 15 m, al presente abandonadas (Granero Hernandez y Davids, 1951). Miró *et al.* (1986) calcularon 180000 t de reservas prospectivas.

En la mina Eduardo (64°51'46.884"O 32°9'29.951"S) se realizaron unos 250 m de laboreo, entre túneles, piques y chiflones. Hasta el año 1963 habría producido unas 265 t de berilo. Miró y Torres (1986) calcularon 85400 t de reservas prospectivas.

El yacimiento Ángel (64°54'56.589"O 32°18'12.973"S), conocido por su contenido de minerales de uranio, posee también concentraciones de berilo en cristales medianos en ganga de cuarzo, formando el núcleo del cuerpo pegmatítico. El sector que fue objeto de explotación corresponde a la parte norte de la mina. Últimamente, durante los trabajos de exploración destinados a conocer el contenido de minerales de uranio y su importancia, se explotaron cantidades de berilo que se hallan dentro del mineral estéril extraído. Su recuperación fue autorizada por la Dirección General de Fabricaciones Militares mediante un convenio con la Compañía Tungsteno S. A.

El sistema de explotación utilizado fue inicialmente a cielo abierto, continuándose después con labores subterráneas orientadas a la extracción de berilo, muscovita y minerales de uranio. Los laboreos son irregulares y dirigidos a zonas con alta concentración de mineral.

La producción registrada de berilo del distrito supera las 700 t , en su mayoría provenientes de las pegmatitas Victoria y La Magdalena. La mica de corte es de buena calidad pero no se tienen datos. Tampoco se tienen datos de columbita y minerales de uranio. Las reservas de berilo, muscovita y especialmente feldespato y cuarzo son considerables.

Distrito pegmatítico Conlara

El distrito pegmatítico Conlara (Rossi, 1966b; Gallísky, 1992) comprende numerosos yacimientos ubicados en la sierra de San Luis.

Los yacimientos fueron estudiados por Herrera (1963), Angelelli y Rinaldi (1963) y Rossi (1966b). Información adicional se encuentra en los trabajos de Balmaceda y Kaniefsky (1982) y López (1984), entre otros. Se destacan los trabajos de metalogénesis y geocronología a nivel regional realizados por Gallísky (1992 y 1999 a y c). Methol (1971) describió pegmatitas de litio en la región de la sierra de San Luis, al NE del bajo de Cautana, destacando los yacimientos La Totora, Doña Julia, Las Mazas, La Meta y Don Pancho.

El distrito ha sido dividido en 4 grupos: San Martín- Cautana (yacimientos La Totora, León Herido, La Meta, Las Cuevas, Yatasto y Géminis); Villa Praga- Las Lagunas (yacimientos María Elena, Rosanna, La Esmeralda y Nancy); Paso Grande-La Toma (yacimientos Paso Grande I y II y Beatriz) y Occidental (yacimientos San Felipe, La Marta y Las Palomas).

Los filones pegmatíticos del distrito Conlara son cuerpos subconcordantes con la foliación de los esquistos del Complejo Conlara, tienen posiciones subverticales y potencias entre 2 y 8 metros. Están formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y muscovita; como accesorios participan espodumeno, ambligonita, berilo, litiofilita, minerales del grupo de la columbita y bismutinita. El cuarzo se presenta en masas irregulares blancas o grisáceas, menos comúnmente incoloras o ahumadas. El feldespato potásico es microclino pertítico de color blanco grisáceo o rosado. La plagioclasa es albita o su variedad laminar clevelandita. Está bien distribuida aunque no alcanza concentraciones muy importantes, y también forma venillas transgresivas. La muscovita ocurre como láminas en la zona externa y además en nódulos de mica amarillenta en láminas de pocos centímetros de diámetro o como

muscovita verdosa de grano fino. El espodumeno se presenta en cristales idiomorfos y prismáticos que pueden alcanzar 4 m de largo pero generalmente son de 0, 50 a 0, 70 m de longitud.

Datos Económicos: El distrito pegmatítico Conlara ha tenido y mantiene una importante producción de minerales, condicionada a la demanda del mercado. Los recursos de minerales de litio, berilo, feldespato potásico, albita y cuarzo son considerables pero a la fecha no hay un estudio que haya cuantificado su potencial.

El sistema de explotación predominante es en canteras a cielo abierto y sólo en contadas ocasiones se han realizados laboreos subterráneos de desarrollo limitado (por ejemplo, en Las Cuevas y Géminis). La explotación está semimecanizada y la selección del material se produce generalmente in situ por medios artesanales.

El espodumeno tiene tenores de Li2O que oscilan entre 4, 20 y 5% y se han estimado reservas litíferas totales de 25363 toneladas.

Las pegmatitas berilíferas, entre las que se destacan las minas Amanda, Las Masas y Cautana, habrían producido unos 3000 kilos de berilo (informe de los propietarios).

Fluorita

Distrito Cerros Negros

Los depósitos de fluorita están distribuidos a lo largo de la zona de borde del batolito Cerro Áspero, en la proximidad del contacto con la caja metamórfica. Los principales depósitos del distrito son Los Cerros Negros, La Bubú, Francisco, La Saida, La Estela, Santa María, San Basilio, San Guillermo, 31 de Julio, Ubaldina, La Cabecita, Carlos y El Pantanillo.

Estudios geológicos y mineros fueron realizados por González Díaz (1972), Menoyo y Bonalumi (1975), Coniglio (1992, 1993), Coniglio *et al.* (2000), Mutti *et al.* (2005) y Coniglio *et al.* (2006).

Los yacimientos de fluorita (CaF_2) son vetas que ocupan estructuras subverticales escalonadas de rumbos NE, EO y NO, con zonas mineralizadas que alcanzan longitudes entre 25 y 600 m y potencias que varían desde los pocos cm hasta 12 metros. En la mina Los Cerros Negros el laboreo subterráneo ha expuesto vetas hasta los 70 m de profundidad, mientras que las perforaciones de exploración han revelado que la mineralización continúa hasta los 200 m de profundidad.

La fluorita es maciza a granulada, con grano fino a grueso y tiene colores violeta, blanco, verde, amarillo, azul, negro e incoloro, según el orden de abundancia. La ganga está conformada por calcedonia, cuarzo, ópalo, arcillas, caolín, pirita y óxidos de hierro y manganeso.

Las vetas cortan el monzogranito biotítico-porfírico del Complejo Magmático Cerro Áspero. Este granito es particularmente rico en flúor, con 1210 ppm de contenido medio. En las zonas de fractura, la destrucción de biotita y fluorapatita por los procesos de alteración hidrotermal habría generado las venas de fluorita epitermal (Coniglio *et al.*, 2006). Las fallas presentan estructuras brechadas y cementadas con fluorita, calcedonia y ópalo, con cantidades subordinadas de pirita, coffinita ($U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x)}$ y pechblenda (UO_2); muestran texturas bandeadas, en cocarda, crustiformes y coloformes, típicas de relleno de cavidades. La fluorita negra está asociada con minerales de uranio (pechblenda y secundarios); variedad particularmente abundante en la mina La Estela.

La alteración hidrotermal producida por las vetas en la caja granítica alcanza hasta 10 metros. La alteración es argílica, con caolinita generalmente asociada con alteración silícica premineral y montmorillonita e illita formadas durante la depositación de fluorita (Coniglio, 1993).

Se han reconocido tres pulsos de mineralización con temperaturas de 160, 136 y 116ºC, como resultado de un proceso hidrotermal único (Coniglio *et al.*, 2000). Los altos valores de U, Th y K contenidos en el granito sugieren la posibilidad de que el calor radiogénico haya sido el motor de la convección de los fluidos hidrotermales, mecanismo sugerido por Sallet *et al.* (1996) para yacimientos de fluorita similares en Brasil. Los yacimientos de fluorita con minerales de uranio de las sierras de Córdoba se habrían formado durante el Cretácico inferior. Galindo *et al.* (1996) determinaron en fluorita edades Sm/Nd de 131 ± 22 Ma (mina La Nueva, distrito Cabalango, Córdoba) y de 117 ± 26 Ma (grupo Bubú, distrito Cerro Áspero).

Las reservas estimadas para los yacimientos del distrito ascienden a 600000 t de fluorita (Menoyo y Bonalumi, 1975). La producción mayor ha sido obtenida de las minas Los Cerros Negros y La Bubú, siguiendo en importancia las minas La Saida y Francisco. Al presente el único depósito explotado es Los Cerros Negros, con reservas calculadas en 270000 t con una ley media de 56% de CaF_2.

6.3 ROCAS DE APLICACIÓN

Granitos

La explotación de granito como roca ornamental es muy importante en la provincia de San Luis, que es la primera productora del país de granito en bloque. Las canteras más relevantes están localizadas en los granitos de Potrerillos y Renca.

Zona Potrerillos (San Luis)

El granito se presenta en variedades comercialmente denominadas rosa del salto, gris perla y rojo dragón. La primera presenta una coloración rosada y textura granular gruesa. La segunda variedad posee una coloración gris y textura granular gruesa. La variedad rojo dragón es la más importante gracias a su amplia aceptación en el mercado nacional e internacional, el granito varía de rosado intenso a rojo intenso, su textura es equigranular con un tamaño de grano no superior al centímetro de diámetro.

Zona Renca (San Luis)

El granito se comercializa como la variedad San Felipe. Presenta una coloración entre beige y gris, con gran contenido de fenocristales de feldespato potásico, con cristales de hasta 6 cm de largo.

En unas lomadas de la sierra de Tilisarao aflora un granito equigranular de color gris compuesto por cuarzo, plagioclasa y biotita, que se ha explotado con el nombre comercial de granito San Luis.

Yacanto de Calamuchita (Córdoba)

Al sur de Suya Taco se ha explotado una anatexita tonalítica con cordierita y granate almandino (kinzigita), que se ha comercializado con el nombre de granito Azul Tango.

El color azul está dado por la cordierita que contrasta fuertemente con el rojo del granate. Presenta una estructura bandeada. La cantera ha sido trabajada varios años y a la fecha está abandonada, principalmente por las dificultades de obtener bloques de tamaño comercial.

Granitos negros (gabros)

Canteras Champaquí y Bianco (Córdoba)

El material explotado corresponde al gabro que aflora al norte del río Calamuchita, entre el convento de Lourdes y el balneario Miami. Se accede al yacimiento por el camino que, desde Santa Rosa de Calamuchita, conduce a Yacanto y luego hacia el norte por un camino de tierra que cruza un vado y lleva a la zona de las canteras.

Ocho frentes de cantera se distribuyen a lo largo del cuerpo de gabro, comenzando desde el sur con el grupo Bianco y siguiendo al NO con el grupo Champaquí y la cantera El Algarrobo.

El material explotable es un gabro norítico con intercalaciones de gabro norítico hornblendífero. El material tiene una granulometría media a gruesa y no es totalmente homogéneo ya que posee cierta orientación mineral y suele tener concentraciones de minerales más claros que le dan un aspecto nuboso.

En otras canteras (grupo Bianco) se extraen gabros cuarzo noríticos. Los gabros son fácilmente explotables ya que no poseen «lisos» que perjudicarían la conformación de bloques.

Canteras Suya Taco (Córdoba)

El cuerpo gábrico de Suya Taco se ha explotado en 12 canteras de pequeñas dimensiones que han producido bloques de hasta 8 m^3. La roca es un gabro muy fresco de composición hipersténico-hornblendífera, con granate en algunos sectores.

Mármol

Distrito Cañada de Álvarez

El distrito está ubicado al este del paraje Cañada de Álvarez, a unos 15 km al norte de la localidad de Río de Los Sauces. Allí afloran bancos de mármol que forman un gran pliegue sinforme a lo largo de unos 6 km y alineado con rumbo NO, que cierra hacia el norte. Los bancos de mármol, junto con septos de gneis y anfibolita, alcanzan hasta 600 m de espesor.

Los mármoles del distrito tienen composición dolomítica. El material del sector norte es de granulometría fina a media y de tonalidades blanco amarillentas. Hacia el sur el mármol es de granulometría gruesa y de color blanco níveo a gris claro. Como accesorios se han reconocido minerales de cobre, como calcosina y malaquita.

Al presente, el distrito está en actividad y los materiales se emplean como granulados molidos y triturados pétreos, en las industrias del vidrio y de la cerámica y para metalurgia, pinturas, encalado de suelos, cal y ornamentación. Las reservas estimadas son: canteras Insumin 43165000 t; canteras Bonanza 1000000 t y canteras Centro Norte 10000000 t (Sfragulla *et al.*, 1999).

Distrito Río de Los Sauces

Comprende una serie de yacimientos ubicados al noroeste de la localidad de Río de Los Sauces, que se extienden a lo largo de unos 20 km dentro de la estancia Los Cocos.

Se presentan como mantos subhorizontales de buen desarrollo. Sus coloraciones están en la gama de los grises, blancos y verdes. El material tiene una composición predominantemente dolomítica y con bajo tenor en insolubles. Hacia el extremo occidental del distrito, los mármoles son muy puros y blancos por lo cual se utilizan para la industria cerámica y del vidrio con muy buenos resultados. Los mármoles coloreados que tienen minerales como diópsido y olivino, son utilizados preferentemente como piedra ornamental, a partir de bloques blancos, grises y verdes (Sfragulla *et al.*, 1999).

Distrito Atos Pampa

Abarca varios cuerpos de mármol ubicados en los alrededores de Atos Pampa, al norte de Yacanto de Calamuchita, en el faldeo este de la sierra de Comechingones.

La cantera de mármol conocida como Cerro Azul se ha desarrollado sobre un banco de mármol de rumbo 340º que forma una estructura homoclinal que inclina entre 75° y 85° al NE y presenta una intensa deformación dúctil. Se extiende aproximadamente unos 250 m y tiene un espesor de 70 metros. Está intercalado con los gneises y anfíbolitas del Complejo Metamórfico Comechingones. El material es un mármol dolomítico de granulometría media a fina. Los bancos son atravesados por filones, venas cuarzo turmalínicos que dan lugar a la formación de skarn. Presenta una zonación definida por variedades de color blanco, azul-verdoso, verde limón, rosa y gris. Sin embargo, dominan los colores azul y blanco; es intensamente azul en los núcleos de las estructuras plegadas.

Las reservas calculadas para el distrito suman 997000 t (Sfragulla *et al.*, 1999).

Distrito Achiras

Los yacimientos ubicados en el cerro El Moro, al sur de la sierra de Comechingones, son integrados en el denominado Distrito Achiras (Sfragulla *et al.*, 1999). Forman una serie de cuerpos plegados e interestratificados con gneises y esquistos milonitizados.

Los mármoles tienen composición predominantemente dolomítica, granulometría fina a media y sus coloraciones son grisáceas y localmente blanquecinas con tonos rosados. El yacimiento del cerro Moro tiene un laboreo de poca importancia y al presente se halla abandonado.

Distrito Sierra de la Estanzuela

Los principales yacimientos de mármol en la sierra de la Estanzuela corresponden a los denominados Cañada Grande, La Suiza, Geroe, La Marmolina, Salvaño y Chiesa.

Los bancos de mármol forman parte del Complejo Metamórfico Conlara, junto a gneises y esquistos, anfíbolitas y numerosos filones pegmatíticos. Los bancos tienen varios cientos de metros de largo; su composición es dolomítica y en las zonas de contacto con rocas graníticas se ha formado wollastonita fibrosa y ópalo. Son rocas de grano grueso a sacaroide, de coloraciones blanco a grisáceo. El material dolomítico suele contener grafito y óxidos de hierro que tiñen la roca.

Los contenidos de CO_3Ca son variables entre 50 y 75% y el CO_3Mg varía entre 25 y 45%. La SiO_2 es relativamente alta, con valores entre 6 y 13%.

Las reservas estimadas por distintos autores rondan las 8500000 toneladas. La producción entre los años 1990-96 fue de unas 90000 t entre calizas y dolomías. La explotación en todos los casos es por medio de canteras siguiendo el rumbo de los bancos (Beninato, 1999)

Sector Merlo y Cortaderas

Las canteras se ubican sobre el faldeo oeste de la sierra de Comechingones, entre Merlo y Las Cortaderas.

La cantera San Carlos se encuentra a unos 5 km al SE de Merlo, a 1100 m s.n.m. Allí se explotó un cuerpo de mármol que se calcinaba para la obtención de cal en hornos instalados en las inmediaciones de la localidad de Merlo. Allí se identificaron 3 bancos de mármol que se intercalan con esquistos y anfíbolitas; el conjunto ha sido afectado por la deformación de la zona de cizalla produciendo laminación de los cuerpos. Los bancos tienen una posición subhorizontal con rumbo SSE, alcanzan longitudes de 400 m y espesores de 70 metros. La roca tiene granulometría media, coloración blancuzca con fajas verdosas debido a la presencia de epidoto, serpentina y diópsido. El yacimiento se explotó mediante un frente único, desprendiendo grandes bloques de material fácilmente con barretas, debido a las numerosas fisuras y planos de laminación que afectan a la roca (Beninato, 1999).

Según los mineros (señores Badra y Arias) a los hornos se transportaban unas 16 t/día de piedra. El producto se colocaba en la región, estimándose

una producción de cal de 150 t/mes. Al presente la actividad está paralizada.

Más al sur, a 1, 6 km al NE de Cortaderas, en la cuesta homónima, aflora otro cuerpo subhorizontal constituido por varios bancos de mármol que alcanzan corridas de 1000 m y potencias de 100 m (Beninato, 1999).

Travertino y ónix calcáreo

Los depósitos hidrotermales de travertino y ónix calcáreo aparecen en los alrededores del cerro Tiporco. La zona es conocida por la Cantera Santa Isabel.

Aspectos geológicos y económicos de estos yacimientos han sido descritos por Kittl (1932) y Lacreu (1988, 1999). El ónix calcáreo forma mantos o venas que intruyen el basamento esquistoso o interestratificadas con los depósitos piroclásticos del Complejo Volcánico El Morro. Las venas están formadas por carbonatos color verde y marrón, drusas y cristalización tardía de aragonita y fluorita. Su génesis se relaciona con el relleno de fisuras dentro del sistema geotermal producto de las manifestaciones póstumas del vulcanismo andesítico terciario. El travertino forma generalmente un horizonte rígido (probablemente una paleo superficie) bien preservado al NO del cerro Tiporco. Está asociado también con ónix y aragonita (canteras El Manantial y Las Toscas).

La edad de la mineralización, de acuerdo con su carácter epigenético, sería plioceno- pleistocena (Lacreu, 1988).

La zona es explotada desde fines del siglo XIX en forma casi ininterrumpida hasta el presente. Las mayores explotaciones fueron realizadas por la empresa Frizt y Cia, hasta la década de 1940 y luego por Verde Ónix SCA hasta 1987 cuando se transfirió el dominio al Banco de la Provincia de San Luis. Se han cubicado nuevas reservas por 114000 toneladas (Lacreu, 1982, 1999).

Calcáreos

Al oeste de Santa Rosa de Conlara, en el camino que conduce a Quines aflora un sedimento calcáreo que ha sido explotado para la fabricación de cal para uso local. Es un material impuro con alto contenido de sílice. Corresponde a bancos de calcretes de la Formación Paso de Las Carretas, de edad neógena.

No se dispone de datos de explotación ni de producción.

Arcillas

Las arcillas se extraen en diversos parajes de la zona, pero sólo en Barranca del Calvario y El Recuerdo hay explotaciones de cierta relevancia, siendo la última la más importante.

El yacimiento El Recuerdo está en el piedemonte occidental de la sierra de Comechingones, a 3 km al sur de la localidad de Papagallos. El acceso se realiza a partir del puesto Peralta, ubicado sobre la ruta provincial 1, desde donde se recorren 3 km por camino consolidado hasta arribar a la cantera de arcilla. La zona está afectada por la falla inversa que levantó el bloque de la sierra de Comechingones. En la zona del yacimiento la falla ha fragmentado y alterado el Granito Uspara, formándose un material arcilloso con diferentes texturas y tonalidades (verde, rojo, blanquecino, amarillento). La roca original, que se reconoce en la brecha de falla expuesta en la zona de explotación, corresponde a un granito gris rosado de grano medio. El depósito está cubierto por un conglomerado que constituye el piedemonte serrano y forma lomadas bajas y suaves cubiertas por vegetación (Donnari *et al.*, 2011). La explotación comprende un frente de cantera de 7 m de altura, sin banqueos, con un desarrollo de 20 m en sentido N-S y de 60 m en sentido E-O. A la fecha es explotado por la empresa San Lorenzo para la fabricación de cerámicos.

En el cuadro 4 se brindan ensayos realizados sobre dos muestras de la mina El Recuerdo (Gaido, F., com. per.).

Según Donnari *et al.* (2011), algunos de los depósitos arcillosos constituyen las facies marginales de los abanicos aluviales coluviales de la sierra de Comechingones. Constituyen una secuencia heterogénea donde alternan bancos discontinuos de conglomerados macizos con bloques métricos y con intercalaciones arenosas conglomerádicas con abundante limo. Lateralmente estas últimas pasan a lentes arcillosos pardo rojizos que pueden tener extensiones excepcionales de hasta 30 m y espesores que no superan los 5 metros. De las canteras habilitadas en estos sedimentos se han extraído materiales tanto para la industria ladrillera cerámica como para la alfarería. A este ambiente pertenece el depósito conocido como Barranca del Calvario.

La arcilla se utiliza como materia prima para la fabricación de ladrillos, tejas y cerámicos. Una fábrica de tejas que aprovecha estos materiales se instaló en las afueras de Merlo en el camino que

Muestra	Esmectita	Illita	Caolinita	Cuarzo	Feldespato	Plagioclasa	SiO_2	Al_2O2	Na_2O	K_2O	H_2O
021A El recuerdo	0	56.89	0	36.93		6.18	70.84	16.42	0.57	4.79	3.25
021B El recuerdo	14.96	46.51	0	19.75	9.40	9.38	64.15	18.84	1.29	4.74	6.03

Cuadro 4: Análisis químicos de arcillas de la mina El Recuerdo (en %)

une esta localidad con Santa Rosa de Conlara. Otra, menos importante, se halla en La Población.

Piedra laja

Filitas Paso del Rey

En la zona de la hoja, las filitas de la Formación San Luis han sido explotadas en varias canteras localizadas en la proximidad de los parajes Paso del Rey y Santo Domingo. Muchas de ellas están abandonadas o fueron trabajadas irregularmente.

El plano de foliación vertical de la roca está cortado por un diaclasamiemto horizontal que facilita la extracción de lajas. La filita es una roca de grano muy fino y contiene cristales de pirita diseminados. La coloración es gris acero con tonos verdoso- rojizos, con planos de brillo característico ocasionado por las hojuelas de sericita. La alternancia con sectores de rocas macizas cuarcíticas, que no ofrecen superficies de separación netas, hace que el rendimiento de la piedra aprovechable disminuya un 50 % (Angelelli *et al.*, 1980)

Las filitas son utilizadas como revestimientos de edificios y como lajas para pisos.

Laja Bajo de Véliz

Las sedimentitas de la sección superior de la Formación Bajo de Véliz han sido objeto de explotación. El material denominado comercialmente «pizarra» no responde estrictamente a esta clase de roca, ya que se trata de una lutita areno- carbonosa de color gris oscuro a negro, con planos de sedimentación típicos de una estructura várvica que facilitan la separación en planchas de tamaño variado.

La unidad sedimentaria presenta capas diferencialmente inclinadas sin alcanzar buzamientos pronunciados y su continuidad lateral se ve interrumpida por varias fallas de reducido rechazo. Esto último junto con la presencia de material sedimentario no apto y la cubierta aluvional cuarternaria, dificulta la explotación. Si bien las propiedades tecnológicas del material no son del todo favorables, en la cantera se han instalado grupos electrógenos y diversas máquinas cortadoras y pulidoras para la fabricación de planchas o tejas.

Arena, ripio y rodados

Estos materiales se extraen de varios ríos y parajes de la zona. En la vertiente oriental de la sierra de Comechingones, los tributarios más importantes (Tabaquillo, El Durazno) contienen en sus lechos apreciables cantidades de arena de excelente calidad, pero sólo se aprovechan localmente en la zona de Yacanto de Calamuchita. En el faldeo oeste de la misma sierra, en la zona de Merlo y en Cortaderas, se extrae ripio y rodados del cono de deyección, que se usan en construcciones de la zona. Con un tratamiento de tamizado se podrían obtener estos materiales en cualquiera de los arroyos que bajan por la falda occidental de la sierra.

En la sierra de San Luis, en la zona de Rincón del Carmen, resultan de cierto interés los depósitos de la cuenca del arroyo Cabeza de Novillo. En el faldeo occidental también se explotan los depósitos de piedemonte, como en las proximidades de la estancia Santa Catalina, al sur de Quines.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Zona de cizalla Tres Árboles

En el sitio se puede apreciar una ancha faja de deformación que pone en contacto dos terrenos geológicos: el basamento pampeano cámbrico y el basamento famatiniano ordovícico. La zona de cizalla Tres Árboles es una de las más impresionantes zonas de deformación de la corteza terrestre que puede observarse en las sierras de Córdoba. Esta zona también ha jugado un importante rol en el emplazamiento de la gran masa granítica del batolito de Achala.

La transecta por el camino a Los Linderos desde Yacanto de Calamuchita, o por el camino que conecta Luti con Merlo, da la oportunidad de hacer excelentes observaciones tectónico- petrológicas. La belleza de sus paisajes y el desafío de la llegada a la cumbre hacen que este lugar sea un paseo casi obli-

gatorio para los amantes del turismo de aventura (Candiani, 2008).

San Virgilio

La mina San Virgilio forma parte del distrito minero Cerro Áspero. Numerosas minas del distrito fueron trabajadas para la extracción de wolframita, principalmente durante ambas guerras mundiales, con un importante desarrollo de minería subterránea. El distrito está localizado en el extremo norte del Batolito Cero Áspero, ubicado en la sierra de Comechingones. La mineralización se presenta en vetas y brechas que cortan la roca granítica. Al presente la actividad extractiva está paralizada.

El distrito es objeto de frecuentes estudios sobre metalogénesis. El lugar tiene además un fuerte atractivo para actividades de montañismo y turismo minero.

Bajo de Véliz

El contenido fosilífero de los depósitos glacilacustres de la Formación Bajo de Véliz (tafoflora, microflora fósil, artropofauna) ha permitido asignar una edad carbonífero- pérmica a los afloramientos preservados en este sitio y correlacionarlos con los del Grupo Paganzo aflorantes en una amplia zona del centro oeste del país.

Cañada Honda

Dentro de la Formación San Luis, la unidad conocida como Metaconglomerado de Cañada Honda preserva los rasgos sedimentarios originales. Los bancos, que alcanzan potencias de hasta 100 m, están formados por clastos angulosos de tamaño centimétrico, compuestos por metacuarcitas, filitas y rocas metavolcánicas, inmersos en una matriz de grano fino a grueso (figura 12). En estas rocas puede observarse la estratificación original del sedimento a la que se sobreimpone en forma paralela una foliación milonítica anastomosada. La mayoría de los clastos de cuarcita están recristalizados. La foliación milonítica está cortada subparalelamente por un clivaje que dio como resultado una superficie de crenulación.

Falla Calamuchita

La falla de la Sierra Chica se extiende a lo largo de 200 kilómetros y constituye el frente de levantamiento de la Sierra Chica. En la zona de Santa Rosa de Calamuchita, en la ruta provincial 51 (coordenadas 64°32’18.949"O 32°3’33.168"S), una cantera donde se han extraído áridos permite observar como la falla inversa pone en contacto gneises cámbricos sobre sedimentos cuaternarios (figura 36). El plano de falla tiene un rumbo N-S e inclina 50º al este y se han medido desplazamientos de al menos 12 metros. Estas relaciones ponen en evidencia los movimientos que la falla ha experimentado en el Cuaternario.

Estancia La Suiza

La localidad arqueológica denominada Estancia La Suiza se encuentra ubicada en las cercanías del arroyo El Carrizal, en la sierra de la Estanzuela, provincia de San Luis. La importancia del lugar consiste en el hallazgo de fragmentos de puntas de proyectil tipo «cola de pescado» que habrían utilizado los grupos cazadores-recolectores en un poblamiento inicial de la región. Aunque no se cuenta con fechados radiocarbónicos en esta localidad, estas puntas en otros sitios de Sudamérica indican una cronología que varía entre 10000 y 11000 años antes del presente (Laguens *et al.*, 2007).

La roca utilizada para la confección de estas puntas y otros instrumentos líticos es una brecha silícea, cuyos afloramientos se encuentran en el área. Por lo tanto, se descartaría la posibilidad de que estos artefactos hallan sido transportados desde lugares más lejanos, lo que conduce a generar nuevas hipótesis respecto al poblamiento inicial de la región.

Canteras Santa Isabel

Se trata de un yacimiento de mármol ónix que se conoce desde fines del siglo XIX. Son depósitos hidrotermales con travertino y ónix calcáreo que aparecen en los alrededores del cerro Tiporco (coordenadas 65°48’36.233"O, 32°56’45.896"S). El ónix cálcareo forma venas de alrededor de 2 m de ancho que intruyen el basamento esquistoso y está interestratificado con los depósitos piroclásticos. Las venas están formadas por carbonatos color verde y marrón, drusas y cristalización tardía de aragonita y fluorita.

Gran parte del material explotado en este yacimiento es procesado y comercializado en la localidad de La Toma (San Luis).

Yacimiento Los Cóndores

El yacimiento de wolframio Los Cóndores fue descubierto en 1897 y fue uno de los más impor-

tantes que se explotaron durante la primera guerra mundial. Está situado a unos kilómetros al oeste de la ciudad de Concarán, en la provincia de San Luis. Sus coordenadas son 65°19'18.8"O, 32°34'22.746"S.

Está formado por vetas de cuarzo alojadas en los esquistos del Complejo Metamórfico Conlara, junto con pegmatitas y diques graníticos. Ocupan estructuras verticales de rumbo NE, con potencias entre 0.3 y 3 metros. La wolframita se presenta en cristales tabulares aislados, de tamaños que van desde microscópicos hasta 10 cm de largo o formando «nidos». También aparece scheelita asociada a cuarzo, mica y wolframita.

BIBLIOGRAFÍA

ACEÑOLAZA, F.G. y A.J.TOSELLI, 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Memoria, 2º Congreso Latinoamericano de Geología, 2, 755-764.

ALESSI, V.A., 1957. Estudio geológico económico de la mina de vanadio La Sala. Instituto Nacional de Geología y Minería. Trabajo 432, inédito. Buenos Aires

ALMANDOZ, G., 1993. Geología del Bajo de Véliz. Provincia de San Luis. Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales. Universidad Nacional de San Luis. Trabajo final de licenciatura. 82 p. Inédito.

ÁLVAREZ, J., l992, Determinación petrológica en facies ígneas regionales en el Batolito de Achala. Comisión Nacional Energía Atómica. Informe Interno, 23 p.

AMBROSINI, G.L., R. GONZALEZ, B.J.QUARTINO y C.A. RINALDI, 1981. Mineralización de wolfram en el faldeo oriental de la sierra de San Luis. 8º Congreso Geológico Argentino, 4: 623-630. Buenos Aires.

AMEGHINO, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. Anales del Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires. Serie 3, 10:343-428.

ANGELELLI, V., 1945. Informe acerca de las minas de cromita Los Guanacos, El Rodeo, 25 de Mayo, Ume Pay y Árbol Seco, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe Inédito. Buenos Aires.

ANGELELLI, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I-Yacimientos Metalíferos. Museo Bernandino Rivadavia. Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Geológicas. Ciencias Geológicas 2. Buenos Aires

ANGELELLI, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. 704 p., La Plata.

ANGELELLI, V. y C.A. RINALDI, 1963. Yacimientos minerales de litio de las provincias de San Luis y Córdoba. Comisión Nacional de Energía Atómica. Publicación Informe Nº 91.

ANGELELLI, V. y F.J. VARESE, 1947. Exploración geológico minera de las pegmatitas uraníferas de la sierra de Comechingones, Córdoba y San Luis. Dirección General de Fabricaciones Militares, Buenos Aires. Inédito.

ANGELELLI, V., J.C. FERNÁNDEZ LIMA, A. HERRERA y L. ARISTARAIN, 1970. Descripción del mapa metalogenético de la República Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 15: 184 p. Buenos Aires.

ANGELELLI, V., I. SCHALAMUK y R. FERNÁNDEZ, 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro Cuyo, provincias de Córdoba, Santiago del Estero, San Luis, Mendoza y San Juan. Secretaría de Estado de Minería. Anales 19, 261 págs.

ARCHANGELSKY, S., G.O. ARRONDO y R. LEGUIZAMÓN, 1971. Notas sobre los vegetales carbónicos y pérmicos de la colección Kurtz. Paleophytología Kurtziana, III, Ameghiniana 8 (3-4):181-188. Buenos Aires.

ARCHANGELSKY, S., C. L. AZCUY, C. R. GONZÁLEZ y N.M. SABATTINI, 1987. Paleontología, bioestratigrafía y paleoecología de las cuencas Paganzo, Calingasta- Uspallata y Río Blanco. En: Archangelsky, S. (Ed.) El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 134-151, Córdoba.

ARCIDIÁCONO, E.C., 1969. Sobre las asociaciones minerales de las zonas de oxidación de yacimientos de plomo. Distrito Las Aguadas, provincia de San Luis, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 24 (2): 119-125.

ASTINI, R.A., 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste Argentino - evidencias estratigraficas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 509-526.

ASTINI, R.A., 2009. El marco Tectónico de la Glaciación carbonífera. 12º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes extendidos: S10-003: 1–4. 22–26. Santiago.

AVE LALLEMANT, G., 1875. Apuntes sobre la geognosia de la sierra de San Luis. Academia Nacional de Ciencias Córdoba, V : 103 140.

AZCUY, C.L. y J. R. MORELLI, 1970. Geología de la comarca Paganzo- Amaná. El Grupo Paganzo. Forma-

ciones que lo componen y sus relaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (4): 405-429. Buenos Aires.

BALDO, E., 1992. Estudio petrológico y geoquímico de las rocas ígneas y metamórficas entre Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de las Sierras Grandes de Córdoba, Córdoba, República Argentina. Tesis doctoral, Hemeroteca Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédita).

BALMACEDA, A.N. y S. KANIEFSKY, 1982. Caracterización de dos pegmatitas de espodumeno situadas en las provincias de Catamarca y San Luis. 5º Congreso Latinoamericano de Geología. 2: 213-224. Buenos Aires.

BASSI, H.G.L., 1948. Los aluviones auríferos de la zona de La Carolina- río de La Carpa, provinica de San Luis. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 3(1): 5-59.

BASSI, H.G. L., 1992. The Sierra Alta de San Luis: A case of regmagenic control of gold mineralization. Basement Tectonics 9: 211-222.

BEDER, R., 1916. Estudios geológicos e hidrológicos en los alrededores de Villa Dolores. Dirección Nacional de Minería, Geología e Hidrología. Boletín 14: 1- 26.

BEDER, R., 1922. El yacimiento de mineral de tungsteno Los Avestruces, departamento San Martín, San Luis. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología. Boletín 5, Serie F.

BEER, E., 1996. Geologie des Gebietes nördlich der Mündung des arroyo de La Torre in den río de La Carpa, provinz San Luis, Argentinien. Tesis de licenciatura de la Universidad de Munich. Alemania, Inédito.

BELTRAMONE, C.A., 2006. Algunas consideraciones sobre las superficies de erosión en las Sierras Pampeanas de Córdoba. 3º Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 505-521.

BENINATO, M.A., 1999. Yacimientos de calizas de San Luis. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales , Anales 35: 297-302, Buenos Aires.

BIANCHI, A. A., 1974a. Informe del estudio del yacimiento La Estrella de minerales de cobre, pedanía Cañada de Álvarez, departamento Calamuchita. Dirección Provincial de Minería, Córdoba. Carpeta 19/580.

BIANCHI, A. A., 1974b. Estudio geológico del yacimiento cuprífero Rita, Calmayo, Córdoba. Asociación Geológica de Córdoba, Boletín 2 (3-4): 122-127.

BIANUCCI, B y M., D´ALOIA, 1965. Informe técnico correspondiente al relevamiento geológico y topográfico de las pegmatitas berilíferas de Cerro Blanco, Córdoba. Dirección Provincial de Minería. Córdoba. Inédito.

BLASON, R., 1999. Yacimiento La Estela, distrito uranífero Comechingones, San Luis. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 621-624, Buenos Aires.

BODENBENDER, G., 1894. La llanura pampeana al este de las Sierras de Córdoba. Contribución a la historia de su desarrollo. Academia Nacional de Ciencias, 13, 2da entrega. Universidad Nacional de Córdoba, 14-57.

BODENBENDER, G., 1896. Sobre la edad de algunas formaciones Carboníferas de la República Argentina. Revista del Museo de La Plata, 7: 131-148

BODENBENDER, G., 1905. La Sierra de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación, Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería. 1 (2) Buenos Aires.

BOJANICH MARCOVICH, E., 1964. Estudio hidrogeológico del río Conlara al sur de la línea Santa Rosa- Merlo, San Luis, República Argentina. Instituto Nacional de Geología y Minería, 59 p.

BONALUMI, A., 1981. Informe petrográfico. Proyecto Sierra de Comechingones. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Delegación Córdoba. Inédito.

BONALUMI, A. y A. GIGENA, 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., R. MARTINO, E. BALDO, J. ZARCO, J. SFRAGULLA, C. CARIGNANO, P. KRAEMER, M. ESCAYOLA y A. TAUBER, 1998. Hoja Geológica 3166-IV, Villa Dolores. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 250. Edición preliminar.

BONALUMI, A., J. SFRAGULLA, D. PÉREZ, M. RUBIO, A. GUERESCHI, A. LÓPEZ y M. GOZÁLVEZ, 2001. Potencial industrial de granitoides con alto contenido alcalino en la provincia de Córdoba. 7º Congreso Argentino de Geología Económica, 2: 103-109

BRACACCINI, O., 1936. Observaciones geológicas en el Batolito de Achala. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. (Inédita). 114 p.

BRACKEBUSCH, L., 1876. Informe sobre el viaje geológico hecho en el verano de 1875 por las sierras de Córdoba y San Luis. Bol. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba. II: 167 216.

BRACKEBUSCH, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1: 1.000.000. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

BRODTKORB, M.K de y A. BRODTKORB, 1975. Especulaciones sobre un origen singenético- sedimentario de la scheelita presente en las metamorfitas del nordeste de la provincia de San Luis. 6º Congreso Geológico Argentino, 3: 37- 50.

BRODTKORB, M.K de y A. BRODTKORB, 1979. Consideraciones genéticas de la scheelita presente en las metamorfitas de la provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (2): 131- 140.

BRODTKORB, M. K. de y A. BRODTKORB, 1999. Yacimientos de wolframio asociados a metavulcanitas y metasedimentitas, San Luis.. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 257-269, Buenos Aires.

BRODTKORB, M. K. de y A. ORTIZ SUÁREZ, 1999. Ambiente geológico de formación de los yacimientos de wolframio de San Luis. En: Zappettini, O. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 227-231, Buenos Aires.

BRODTKORB, M. K. de y N. PEZZUTTI, 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociadas a anfíbolitas, provincias de San Luis y Córdoba. En: Brodtkorb, M. K. de (Ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, 1: 169-194, La Plata.

BRODTKORB, M. K., N. HILLAR y S. AMETRANO, 1981. Manifestaciones de cobre presentes en canteras de caliza de la Cañada de Alvarez, provincia de Córdoba. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 851-861.

BRODTKORB, M., N. PEZZUTTI, y L. DALLA SALDA, 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la provincia de San Luis. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 181-190, San Carlos de Bariloche.

BRODTKORB, M. K. de, N. PEZZUTTI, A. BRODTKORB y M. SCHIDLOWAKI, 1985. Tourmaline schists and their relationship to precambrian scheelite deposits from the San Luis province, Argentina. Monograph series on Mineral Deposits, 25: 151- 160. Gebrüder Bornträger.

BRODTKORB, M. K. de, R. FERNÁNDEZ y N. PEZZUTTI, 1999. Yacimientos de scheelita asociados a anfíbolitas y rocas calcosilicáticas, San Luis. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 323-335, Buenos Aires.

BRODTKORB, M. K., N. PEZZUTTI y R. FERNÁNDEZ , 2009. Geoquímica y petrología de las metavulcanitas cámbricas de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (3): 429-445.

BROGIONI, N., 1987a. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geologia y edad. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 115-118.

BROGIONI, N., 1987b. Petrología del vulcanismo Mio-Plioceno de la Provincia de San Luis. Revista del Museo de La Plata, 10 (83): 71-100. La Plata.

BROGIONI, N., 1988. Caracteres geológicos y clasificación de los domos volcánicos Mio-Pliocenos de San Luis. Revista del Museo de La Plata, 10 (84): 101-112. La Plata.

BROGIONI, N., 1990. Geología y petrografia del vulcanismo Mio-Plioceno de la Provincia de San Luis. Revista del Museo de La Plata, 10 (90): 197-214. La Plata.

BROGIONI, N., 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes expandidos, 766-770.

BROGIONI, N., 1992. El cuerpo máfico-ultramáfico de Las Águilas, Provincia de San Luis. Mineralogía de los silicatos. Primera Reunión de Mineralogía y Metalogenía y Primero Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas ultrabásicas, Actas: 379-392. La Plata.

BROGIONI, N., 1993. El batolito de Las Chacras Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geocronología Rb Sr y ambiente tectónico. 12º Congreso de Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 4: 54 60. Mendoza.

BROGIONI, N. y A. RIBOT, 1994. Petrología de los cuerpos La Melada y La Gruta, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (3-4): 269-283.

BROGIONI, N., G. POLI y P. MANETTI, 1989. Preliminary petrological data of Las Chacras- Piedras Coloradas batholith, central Argentina. Societá Italia na di Mineralogía e Petrología, Convengo di Trieste, Abstracts: 16-17. Trieste.

BROGIONI, N., P. PARRINI y E. PECCHIONI, 1994. Magmatismo pre y sincolisional en el Cordón de El Realito, Sierra de San Luis, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 962-966, Concepción.

BROGIONI, N., P. PARRINI y E. PECCHIONI, 2005. Petrología del magmatismo de arco pre-deformacional en el cordón de El Realito y la zona norte del plutón La Escalerilla. Sierra de San Luis.

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (3): 524-541 (2005)

CABEZA, J.J. y A., SOTO, 1950. Las pegmatitas portadoras de berilo de las provincias de Córdoba y San Luis. Dirección General de Fabricaciones Militares, inédito, 136 p. Buenos Aires.

CAMACHO, A., 1997. ^{40}Ar ^{39}Ar and Rb-Sr Geochronology: Final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organisation, unpublished report.

CAMACHO, A. y T.R. IRELAND, 1997. U-Pb Geochronology: Final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organisation, unpublished report.

CAMINOS, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Vol. I: 225 - 291.

CANALIS, R., 1993. La evaluación de la erosión hídrica en la provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad Nacional de San Luis. Inédito. 233 págs.

CANDIANI, J.C., 2006. Interpretación geológica satelital del Complejo Granítico de Achala, Sierras Grandes de Córdoba. Proyecto Mapa Metalogenético de Achala. Servicio Geológico Minero Argentino. Delegación Córdoba. 13 págs. Inédito.

CANDIANI, J.C., 2008. Cerro Champaquí. La mayor altura de las sierras de Córdoba. En: Ardolino A. y Lema H. (Ed.) Sitios de Interés Geológico de la República Argentina Anales 46, 1: 321-329.

CANDIANI, J.C. y A.E. MAZA, 1982. Prospección geológico- minera de la sierra de Comechingones. Mapa geológico. Plan Sierra de Comechingones. Secretaria de Minería, Dirección Nacional de Minería y Geología. Inédito.

CANDIANI, J.C., J. ZARCO, D. JEREZ y M.T. GAMBA, 2008. Hoja geológica 3166-24, Pampa de Olaen, 1:100.000. Boletín 234-bis. Instituto de Geología y Recursos Minerales. 119 p. Buenos Aires.

CANTÚ, M., 1992. EL Holoceno en la provincia de Córdoba. Holoceno de la República Argentina. Tomo I. Cadinqua. M. Iriondo Ed.: 1-16. Paraná. Argentina.

CANTÚ, M., 1998. Estudio geocientífico para la evaluación ambiental y ordenación territorial de una cuenca pedemontana. Caso: Cuenca del arroyo La Colacha, Dpto. Río Cuarto, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto, 328 p. (inédito)

CANTÚ, M. y M. BLARASIN, 1987. Geología del Pleistoceno superior- holoceno del arroyo Las Lajas, km 630. Departamento Río Cuarto, provincia De Córdoba. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 337-340.

CANTÚ, M. y S. DEGIOVANNI, 1984. Geomorfología del Centro Sur de la prov. de Córdoba. 10º Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche. Tomo IV: 66-92.

CANTÚ, M., SCHIAVO, H., MUSSO, T. y BECKER, A. 2004. Paleosuelos del Pleistoceno Superior- Holoceno del Sur de la Provincia de Córdoba, Argentina. 19º Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Actas 1, 10 p. (CD). Paraná.

CARIGNANO, C.A., 1996. Evolución geomorfológica de las planicies en la provincia de Córdoba durante el Pleistoceno Superior. Revista del Instituto de Geología y Minería 11 (1):7-26. Universidad Nacional de Jujuy.

CARIGNANO, C.A., 1997. Caracterización y evolución, durante el Cuaternario Superior, de los ambientes geomorfológicos extraserranos en el noroeste de la provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.

CARIGNANO, C., C. CIOCCALE y J. RABASSA, 1999. Landscapes antiquity of the Central Sierras Pampeanas (Argentina): Geomorphic evolution since the Gondwanas times. Zeitschrift für Geomorphologie: Annals of Geomorphology. Suppl.-Bd. 118, 245-268. Berlin- Sttutgart.

CARUGNO DURÁN, A., 1998a. Geología y petrografía de la Sierra de Socoscora. Provincia de San Luis. República Argentina. 2° Congreso Uruguayo de Geología: 108-112, Montevideo.

CARUGNO DURÁN, A., 1998b. Metamorfitas al este de La Florida, San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 338-343, Buenos Aires.

CARUGNO DURÁN, A., A. ORTIZ SUÁREZ y C. PROZZI, 1992. Deformación en granitoide del Río V, provincia de San Luis. 8º Reunión de Microtectónica, Actas: 83-86, San Carlos de Bariloche.

CASAS, J.H., 1950. Estudio geológico del Bajo de Véliz, Provincia de San Luis y contribución al conocimiento de su flora fósil. Tésis Doctoral inédita. Universidad Nacional de Córdoba.

CASTELLANOS, A., 1944. Paleontología y estratigrafía de los sedimentos Neógenos de la provincia de Córdoba. Instituto de Fisiografía y Geología, Universidad Nacional del Litoral. 23, 47p.

CATALANO, L.R., 1940. Los radioelementos y la constitución atómica corpuscular de la materia y energía. Yacimientos argentinos de minerales de radio, uranio, vanadio, niobio, tantalio. Ed. El Ateneo. Buenos Aires.

CATALANO, L.R., 1943. Tercera excursión de estudios geológico- económicos a la región cromífera de Córdoba. Mineral de Cromo (Cromita) de la región de Las Bagualas-Cerro Los Huanacos, Departamento de Calamuchita, Pedanía Santa Rosa y Cañada de Alvarez, Provincia de Córdoba. Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe Inédito. Buenos Aires.

CAYO, R., 1951. Estudio geológico minero del distrito cuprífero del departamento Calamuchita en la provincia de Córdoba. Universidad Nacional de La Plata, tesis doctoral 175, 70 p, inédito. La Plata.

CERNÝ, P., 1991. Rare-element Granitic Pegmatites. Part 1: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite Deposits. In Ore Deposit Models Volume 2, Geoscience Canada Reprint Series 6, pages 29-47.

CESARI, S.N., P.R. GUTIÉRREZ y M.A. HÜNICKEN, 1995. Un nuevo género de licófita de la Formaciuón Bajo de Véliz (Paleozoico Superior), provincia de San Luis, Argentina. Ameghiniana 32 (4): 359-364. Buenos Aires.

CHIESA, J., E. STRASSER, O. BARBOSA, G. TOGNELLI y C.LARTIGUE, 1997. Suelos palustres y diatomeas del Holoceno del río Cañada Honda, sierra de San Luis, Argentina. Congreso Geológico Chileno, Actas 8: 312-316. Antofagasta.

CHINCARINI, A.D., 1995. Petrografía, geoquímica y estructura del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Trabajo final. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 121 p.

CHINCARINI, A.D., M.P. ESCAYOLA y L.M. VILLAR, 1996. Caracterización geoquímica del gabro estratificado del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 387-398. Buenos Aires.

CHINCARINI, A. D, R. D. MARTINO y A. B. GUERESCHI, 1998. Origen alóctono del gabro del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (4): 435-444

CIONE, A.L., E.P. TONNI, M. BOND, A. CARLINI, U.F.J.PARDIÑAS, G. SCILLATO YANÉ, M.G. VUCETICH y D. VERZI, 1999. Occurrence charts of Pleistocene mammals in the Pampean area, eastern Argentina. En: Tonni EP, Cione AL, (Eds.), Quaternary vertebrates of South America. Quaternary of South America and Antarctic Península, 12: 53–60.

CONIGLIO, J., 1992. Los yacimientos de fluorita en el batolito Cerro Áspero - Alpa Corral, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 4º Congreso Nacional de Geología Económica Actas: 281-283, Córdoba.

CONIGLIO, J., 1993. Geología y génesis de los yacimientos hidrotermales de fluorita en la Sierra de Comechingones, Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina. 12º Reunión Internacional de Metalogenia, 1: 1-31.

CONIGLIO, J. y A. ESPARZA, 1988. Geología del sector sur del batolito Cerro Áspero- Alpa Corral, provincia de Córdoba, Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno, 2: 1-15.

CONIGLIO, J., R. PÉREZ XAVIER, L. PINOTTI y F. D´ERAMO, 2000. Ore forming fluids of vein type fluorite deposits of the Cerro Áspero batholith, southern Cordoba province, Argentina. International Geology Review, 42: 368-383.

CONIGLIO, J., R. PÉREZ XAVIER, L. PINOTTI, F. D. ERAMO, H. PETRELLI y D. DUCART, 2001. Evolución de fluidos hidrotermales y la formación de vetas de cuarzo-wolframita del distrito minero Cerro Áspero, Córdoba. Actas 7º Congreso Argentino de Geología Económica, I: 87-93, Salta

CONIGLIO, J., F. D´ERAMO, L. PINOTTI, M. DEMARTIS y H. PETRELLI, 2006. Magmatismo devónico de las sierras de Córdoba: fuente posible de flúor de las mineralizaciones mesozoicas. El ejemplo del batolito Cerro Áspero. 8º Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 227-232. Universidad de Buenos Aires.

COSENTINO, J. y D. MUTTI, 1982. Intrusiones ultramáficas en la Sierra de Córdoba, Argentina. Acta Geológica Lilloana, 16: 61-69.

COSTA, C., 1996. Análisis neotectónico en las sierras de San Luis y Comechingones: problemas y métodos. 12º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 285-300

COSTA, C. y P. MORLA, 1996. Algunos rasgos estructurales de la depresión del río Conlara, provincias de San Luis y Córdoba. 13º Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 283.

COSTA, C.H. y C. VITA-FINZI, 1996. Late Holocene faulting in the southeast Sierras Pampeanas of Argentina. Geology, 24, 1127-1130.

COSTA, C., C. GARDINI y A. GIACCARDI, 1992. Fallamiento moderno en la sierra de Comechingones, provincia de San Luis, 7a Reunión de Microtectónica, Resúmenes: 7, San Carlos de Bariloche.

COSTA, C., M.V. MURILLO, C. VITA-FINZI y C.E. GARDINI, 1994. Quaternary folding and perspectives for paleoseismological studies in the southeastern Sierras Pampeanas, Argentina. In Prentice, C., Schwartz, D. and Yeats, R. (editors), Workshop on paleoseismology, U.S. Geological Survey. Open-File Report, 94-568, 39-40.

COSTA, C., A., ORTIZ SUÁREZ, R. MIRÓ, J., CHIESA, C., GARDINI, G., OJEDA, H., ULACCO, P., TOGNELLI, P., MORLA, y E. STRASSER, 1995. Hoja Geológica 3366-II, Santa Rosa de Conlara, Provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Convenio Universidad de San Luis- Servicio Geológico Minero Argentino. Preliminar, inédito.

COSTA, C., C. GARDINI, H. DIEDERIX y J. CORTÉS, 2000. The Andean orogenic front at Sierra de Las Peñas-Las Higueras, Mendoza, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 13: 287-292.

CRIADO ROQUÉ, P., C. MOMBRÚ y V. RAMOS, 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología y Recursos Minerales de la Provincia de San Luis. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino, 155-192, San Luis.

CRUZ, L. E., 2007. Xenarthra (Mammalia) del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano del Departamento Río Cuarto, provincia de Córdoba, Argentina. Aspectos bioestratigráficos . Ameghiniana 44 (4). Buenos Aires.

CUELLO, M., 1982. Estudio e interpretación de la zona de oxidación de la mina La Fortuna, departamento San Martín, provincia de San Luis. Trabajo final de licenciatura. Universidad Nacional de San Luis. Inédito.

CÚNEO, R., 1984. Nota sobre la presencia de Glossopteris wilsonii (Seward), en la Formación Bajo de Véliz, Paleozoico Superior de San Luis. Ameghiniana, 21 (1): 11-14. Buenos Aires

CUNEY, M. y J. LEROY, 1986, Le batholite de ACHALA (Argentine). Premières interprétations géochimiques. Ctre Rech Geolo Matie Premie Miner Energ (CREGU), Nancy, France. Inédito, 87 p.

CUNEY, M., J. LEROY, P. VALDIVIEZO, C. DAZIANO, M. GAMBA, J. ZARCO, O. MORELLO, C. NINCI y P. MOLINA, 1989, Geochemistry of the uranium mineralized Achala granitic complex, Argentina: Comparison with Hercynian peraluminous leucogranites of western Europe. Metallogenesis of Uranium Deposits: 211-232.

DALLA SALDA, L., 1987. Basement tectonics of the southern Pampean ranges, Argentina. Tectonics, 6: 249-260

DALLA SALDA, L.H., C., CINGOLANI y R., VARELA, 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? Geology, 20: 617-620.

DALLA SALDA, L.H., C., CINGOLANI y R., VARELA y M., LÓPEZ DE LUCHI, 1995. The Famatinian Orogenic Belt in South-western South America: granites and metamorphism: an Appalachian similitude?. 9º Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas, Resúmenes.

DALLA SALDA, L., M. LÓPEZ DE LUCHI, C. CINGOLANI y R. VARELA, 1996. A Laurentia-Gondwana fit: Lower Paleozoic tectonics and granitoids. 13ºCongreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II: 435-440.

D´ALOIA, M. y B. BIANUCCI, 1969. Estudio geológico minero del yacimiento de cromita de Athos Pampa. 4ta Jornadas Geológicas Argentinas. Córdoba.

DALZIEL, I.W.D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. Geology, 19: 598-601.

DALZIEL, I.W.D., L.H. DALLA SALDA y L.M. GAHAGAN, 1994. Paleozoic Laurentia- Gondwana interaction and the origin of the Appalachian - Andean mountain system. Geological Society of America Bulletin, 106: 243-252.

DALZIEL, I.W.D., L.H. DALLA SALDA, C. CINGOLANI y P. PALMER, 1996. The Argentine Precordillera, a Laurentian Terrane?, Penrose Conference Report. Geological Society of America, Today, February 1996.

DAWSON, L., 1965. Estudio preliminar sobre las manifestaciones de cobre «Fátima» en José de la Quintana, pcia de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta 607. Inédito. Buenos Aires.

DEGIOVANNI, S., N. DOFFO y M. VILLEGAS, 2003. Geomorfología del extremo sur de la Sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba). II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 257-266. Tucumán.

DEMANGE, M., E.G. BALDO y R.D. MARTINO, 1993. Structural evolution of the Sierras de Córdoba (Argentina). Second ISAG, Oxford (United Kingdom), 21, 513-516.

DEMANGE, M., J. ALVAREZ, L. LÓPEZ y J. ZARCO, 1994, Geoquímica de las biotitas del Batolito de Achala (Córdoba. Argentina): Su importancia como marcadores evolutivos. Instituto de Recursos Minerales de la Universidad Nacional de La Plata. 2a Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Ed. Brodtkorb, M. e I. Schalamuk, 3: 49- 55.

DEMANGE M., J. ÁLVAREZ, L. LÓPEZ y J. ZARCO, 1996. The Achala batholith (Cordoba, Argentina). A

composite intrusion made of five independent magmatic suites. Magmatic evolution and deuteric alteration. Journal of South American Earth Science, 9 (1-2): 11-25.

DEMICHELIS, A., J.E. CONIGLIO, J.E. OTAMENDI y O.M. RABBIA, 1996. Geología y petrología del metagabro Sol de Mayo- Inti Yaco (Sierras de Comechingones, Córdoba). 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 413.

DEMICHELIS, A., J.E., CONIGLIO, J.E., L. PINOTTI y E. DECUMEX, 1997. El monzogranito Los Colorados, sierra de Comechingones, Córdoba: un Plutón sincinemático. Congreso Geológico Chileno. Actas 8: 1262- 1266. Antofagasta, Chile.

DIFINI, A., 1956. Estudio preliminar de los yacimientos de cromita de Córdoba. Dirección Provincial de Minería. Informe inédito. Córdoba.

DI MARCO A. y D. MUTTI, 1991. Mina Tío en la provincia de Córdoba, Aspectos geoquímicos y ambiente de formación. Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata. Publicación 2: 91-98. La Plata.

DI MARCO A. y D. MUTTI , 1992. Asociación Cu-Fe-Ti en el depósito Estrella Gaucha en la provincia de Córdoba. 4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica. Actas: 51-57. Córdoba.

DI MARCO A. y D. MUTTI, 1995. Los depósitos de Cu-Fe en anfíbolitas de la sierra sur de Córdoba. Argentina. 5º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas: 174-180. San Juan.

DI PAOLA, E., 1987. Mineralogía de las fracciones arena muy fina y limo del río Quinto. Su relación con el loess pampeano. Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 18 (1/4): 17-26.

DI PAOLA, E., 1994. Distribución y evolución de los depósitos cenozoicos de la provincia de San Luis entre los 32º20´ y 34º de latitud sur, Argentina. Revista Asociación Argentina de Sedimentología. 1:33-52.

DI PAOLA, E., C., ARMELLA, M. GONZÁLEZ y G. ALMANDOZ, 1996. Microfacies microbialíticas y briofíticas paleozoicas del Bajo de Véliz, San Luis, Argentina. Ameghiniana 33 (3): 319- 326.

DÖERING, A., 1873. Algunas observaciones sobre la edad geológica del Sistema de la Sierra de Córdoba y San Luis. Instituto Geográfico Argentino. Boletín 3: 41-44.

DONNARI, E., F. GAIDO, R. MIRÓ, A. SANGUINETTI, G. BUCETA, G. COZZI, y R. CRUBELLATI, 2011. Investigación de arcillas para uso en descontaminación de aguas arsenicales en las provincias de Córdoba y San Luis. Biblioteca Servicio Geológico Minero Argentino, Córdoba. 45 p. Inédito. (en etapa de impresión).

DORAIS, M.L., R. LIRA, Y. CHEN y D. TINGEY, 1997. Origin of biotite apatite rich enclaves, Achala batholith, Argentina. Contributions to Mineralogy and Petrology, 130: 31- 46.

DU TOIT, A.L., 1927. A geological comparison of South Africa with South America. Carnegie Institution of Washington. 381: 1-157, Washington.

ERIC, C. F., 1986. Geología del Cuaternario en el río de Las barrancas, departamento Río Cuarto, provincia de Córdoba. Trabajo final de licenciatura. Universidad Nacional de Río Cuarto. Inédito.

ERROZ, M., 2006. Geología y Petrografía del basamento de la región de Quines, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de San Luis, (inédito), 53 p., San Luis.

ERROZ, M. y A. ORTIZ SUÁREZ, 2008. La tonalita Quines, un nuevo granitoide precinemático de la Sierra de San Luis. 18º Geológico Argentino, Actas 3: 1341-1342, San Salvador de Jujuy.

ESCAYOLA, M. P., 1994. Faja ultramáfica de la Sierra Grande de Córdoba entre Inti-Yaco y Estancia San Miguel. Departamento Calamuchita. Provincia de Córdoba República Argentina. Tesis Doctoral Inédita. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba.

ESCAYOLA, M. P. y M. PIMENTEL, 2005. A Neoproterozoic Back-Arc Basin: SHRIMP U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. Geology 35 (6): 495-498.

ESCAYOLA, M., L. VILLAR y N. PAGE, 1993. Platinum-group elements in the Central Belt of ultramafic rocks in the sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina. I Brazilian P.G.E. Meeting, 58-59.

ESCAYOLA M. , G. RAMÉ y P. E. KRAEMER, 1996. Caracterización y significado tectónico de las Fajas Ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 3: 421-438.

ESPARZA, A. M., M. FAGIANO y P. PINOTTI, 1997. Contact aureole in the south portion of Cerro Áspero's Batholith (Córdoba, República Argentina). Extended abstract , 2º International Symposium on granites and associated mineralizations, 193-194.

ETCHEVERRY, R., 1987. Geología y mineralización del área de Los Avestruces, departamento San Martín, provincia de San Luis. Tesis doctoral, 147 p. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata.

ETCHEVERRY, R. y M. BRODTKORB, 1999. Yacimientos de wolframio vetiformes de San Luis. En Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 591-600, Buenos Aires.

FAGIANO, M., J. OTAMENDI, F. NULLO, y C. BRIEN, 1993. Geología y petrografía del Granito Los Nogales, Achiras, Provincia de Córdoba. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV: 33-41.

FAGIANO, M., L. PINOTTI L y A. M. ESPARZA, 1997. Estudio geológico de las rocas metamórficas en el sector centro-sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba, República Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, 3: 1627-1630.

FAGIANO, M., J. OTAMENDI y F. NULLO, 1999. Origin of the meta-igneous rocks from southern sierra the Comechingones, Argentina. 31th International Geological Congress. Abstract. CD.

FAGIANO, M., L. PINOTTI, A.M. ESPARZA y R. MARTINO, 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas CD. El Calafate.

FAGIANO, M. L. PINOTTI y A. ESPARZA, 2006a. Fábricas deformacionales de la faja de cizalla Guacha Corral en su porción centro oriental, sierra de Comechingones, pcia de Córdoba. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publ. Especial, 6: 169-173

FAGIANO, M., L. PINOTTI, P. TRAMANNONI y A. ESPARZA, 2006b. Petrología de la aureola de contacto del batolito Cerro Áspero, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 8º Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 339-346. Universidad de Buenos Aires.

FERNÁNDEZ, R.R., N.E. PEZZUTTI y M.K. de BRODTKORB, 1991. Geología, petrografía y yacimientos entre Pampa del Tamboreo- Paso del Rey-Santo Domingo, pcia de San Luis. En: Brodtkorb, M. K. de (Ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publ. 1: 153-170.

FERNÁNDEZ, S., 1993. Caracterización geológica del cuerpo ultramáfico de Athos Pampa y su mineralización espinélica asociada, Provincia de Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires. Inédito.

FERNÁNDEZ GIANOTTI, J.R., 1977. Geología de la faja de rocas ultrabásicas de la ladera oriental de la Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires. Inédito.

FERNÁNDEZ LIMA, J. C., A. JUTORAN, J. KROGER y J. ASPILCUETA, 1963.Informe preliminar de los grupos wolframíferos Cerro Áspero, Lambaré, Constancia y Fischer, Distrito Minero Cerro Áspero, pedanía Río de los Sauces, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería, BuenosAires. Inédito. 77 p.

FERNÁNDEZ LIMA C., C. RINALDI, A. P. RADOSZTA, R. DEL VALLE y J. D. LOREFICE, 1981. Geología y metalogénesis de la Sierra de Tilisa-rao y La Estanzuela, Dpto. Chacabuco, San Luis. 8º Congreso de Geología Argentina. Actas 4: 605 621.

FERNÁNDEZ SEVESO, F., L.A. ÁLVAREZ, M.A. PÉREZ y E. RODRÍGUEZ, 1988. Sistemas deposicionales de las sedimentitas Eopérmicas de Bajo de Véliz, Tasacuna y Arroyo El Totoral. II Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 90-94.

FIDALGO F., U. R. COLADO y F. O. DE FRANCESCO, 1973. Sobre Ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Pcia. de Bs.As.) 5º Congreso Geológico Argentino 3: 227-240.

FIDALGO, F., F.O DE FRANCESCO y R. PASCUAL, 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense (Argentina). Geología de la Provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 103-138, Bahía Blanca.

FLORES, M.A., 1969. El bolsón de Las Salinas, provincia de San Luis. Actas de las Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas de Sedimentología: 90- 94. Buenos Aires.

FLORES, M., 1979. Cuenca de San Luis. II Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. 1: 907-919.

FLORES, M. y P. CRIADO ROQUE, 1972. Cuenca de San Luis. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 567-580.

FOSSA MANCINI, F., 1939. Vestigios de antiguos lagos en la provincia de San Luis. Boletín de Informaciones petroleras. 174:17-42. Buenos Aires.

FOSSA MANCINI, F., 1940. Acerca de la edad de las capas fosilíferas del llamado «Bajo de Véliz» en la provincia de San Luis. Revista Museo de La Plata (Geología) 1 (5): 213-265. La Plata.

FOSSA MANCINI, F., 1941. Noticias sobre hallazgos de insectos fósiles en la América del Sur. Notas Museo de La Plata (Paleontología) 6 (29): 101-140. La Plata.

FOSSA MANCINI, F., 1943. Supuestos vestigios de glaciaciones del Paleozoico en la Argentina. Revista Museo de La Plata (Geología) 1 (10): 347-406. La Plata.

FRENGUELLI, J., 1925. Loess y limos pampeanos. Gaea. Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. Vol. 1: 1-88. Buenos Aires.

FRENGUELLI, J., 1941. Dicroidium stelznerianum (Gein.) n. comb. Notas del Museo de La Plata, Paleontología 6: 395-403.

FRENGUELLI, J., 1945. El Platense y sus diatomeas, Las diatomeas del Platense. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), sección Paleontología 3: 77-221.

FRENGUELLI, J., 1946. El Carbonífero argentino según sus floras fósiles. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 1 (2):107-115. Buenos Aires.

FRENGUELLI, J., C.R. BÁEZ y A.F. LEANZA, 1942. El bajo de Véliz en la provincia de San Luis. Notas Museo de La Plata, 7(20):153-175. La Plata.

GAIDO M.F, J. MURRA y M. SAPP, 2004. Hoja geológica 3166-36, Atos Pampa, provincia de Córdoba. Boletín 361. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 361. Buenos Aires. 91 p.

GAIDO M.F, J. ZARCO, R. MIRÓ, M. SAPP, M.T. GAMBA y H. LÓPEZ, 2005. Hoja geológica 3166-30, Los Gigantes, provincia de Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 299. Buenos Aires. 127 p.

GAIDO, M. F, E., DONNARI y R., MIRÓ, 2008. Identificación de arcillas para uso en descontaminación de aguas en la provincia de córdoba. Servicio Geológico Minero Argentino, Delegación Córdoba. Iinforme inédito. 23 p.

GALINDO, C., R., PANKHURST, C., CASQUET, J.CONIGLIO, E., BALDO, C., RAPELA y J., SAAVEDRA, 1996. Two flourite lodes located in the Achala Batholith and the Cerro Áspero Batholith (Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina) based on Nd and Sr isotope geochemistry. 13º Congreso Geológico Argentino Actas: 331, Buenos Aires.

GALLISKI, M. A., 1992. La Provincia Pegmatítica Pampeana: tipología y distribución de sus principales distritos económicos. 4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, 4: 534-537

GALLISKI, M.A., 1994. La provincia pegmatítica pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (1-2): 99-112

GALLISKI, M.A., 1999a. New K-Ar muscovite ages from granitic pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. South American Symposium on Isotope Geology. 2: 63- 67.

GALLISKI, M.A., 1999b. Distrito pegmatítico Comehingones, Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 361-364, Buenos Aires.

GALLISKI, M.A., 1999c. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 365-368, Buenos Aires.

GALLISKI, M.A., 1999d. Distrito pegmatítico LA Estanzuela, San Luis. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 405- 409, Buenos Aires.

GALLISKI, M.A. y P. CERNÝ, 1998. Comparative geochemistry of the columbite group minerals from the Pampean Pegmatite Province. Program with Abstracts, 51 Annual Meeting Mineralogical Association of Canada.

GALLISKI, M.A. y E. LINARES, 1999. New K-Ar muscovite ages from granitic pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. 2º South American Symposium on isotope Geology, Actas: 63-67, Carlos Paz.

GALLISKI, M.A., M.F. MÁRQUEZ ZABALÍA, J.C. OYARZÁBAL y O. CORTONA, 1994. Geología de una pegmatita de tipo albita: la mina Independencia Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (3-4): 306-312.

GARCÍA CASTELLANO, T., 1943. Los yacimientos de cromo en la provincia de Córdoba. Estudio geológico-económico. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Boletín 1 y 2. Córdoba.

GARDINI, C., C., COSTA y C. SCHMIDT, 1996. Inversión tectónica en el sector sierra de El Gigante- Alto Pencoso, provincia de San Luis. 13º Congreso Geológico Argentino. 2: 267-281.

GAY, H.D. 1990. Una nueva especie mineral, relacionada a la paulkerrita, en el Cerro Blanco, Tanti, Córdoba, República Argentina. En: Asociación Argentina de Geólogos Economistas (Ed.), Contribuciones al conocimiento de la mineralogía y geología económica de la República Argentina. Publicacación especial, 13-17. Buenos Aires

GAY, H.D. y R. LIRA, 1984. Mineralización thorífera y de tierras raras en el extremo septentrional del batolito de Las Chacras, San Luis. 9º Congreso Geológico Argentino 7: 342-356.

GAY, H., R. LIRA, E. MARTINEZ y J. SFRAGULLA, 1984. Hallazgo de clinobisvanita y duhamelita: nuevos vanadatos para la Argentina en la provincia de Cór-

doba. 2da Reunión de Mineralogía y Metalogenia: 141-146. La Plata.

GERTH, E. 1914. Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación de la Provincia de San Luis. Anales Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 10(2): 1-64, Buenos Aires.

GEUNA, S.E., L. D. ESCOSTEGUY, R. MIRÓ, J. C. CANDIANI y M. F. GAIDO, 2008. La susceptibilidad magnética del Batolito de Achala (Devónico, Siierra Grande de Córdoba) y sus diferencias con otros granitos achalianos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63 (3): 380 - 394

GIMÉNEZ DE PATIÑO, M., 1989. Estudio geológico y petrológico del batolito de Achala, provincia de Córdoba, a los 31°35´ de latitud sur. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires. Inédito.

GÓMEZ FIGUEROA, J., 2007. Geología y petrografía del Granito La Población, Provincia de San Luis. Aplicación de imágenes satelitales en la discriminación de rocas del basamento. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de San Luis, (inédito), 122 p., San Luis.

GONZÁLEZ, P.D. y E.J. LLAMBÍAS, 1998. Estructura interna de las metamorfitas pre-Famatinianas y su relación con la deformación del Paleozoico inferior en el área de Gasparillo, San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 421-426, Buenos Aires.

GONZÁLEZ, R. R. L., 1957. Descripción geológica de la hoja 22g Quines, provincia de San Luis. Dirección Nacional de Minería. Boletín 87. Buenos Aires.

GONZÁLEZ, R. R. y M. OMIL, 1989. La edad del basalto de Potrero de La Aguada, sierra de Las Quijadas, provincia de San Luis. Acta Geológica Lilloana, 17(1): 89-91.

GONZÁLEZ, R.R. y A. TOSELLI, 1973. Las rocas efusivas básicas de la sierra de Las Quijadas al oeste de Hualtarán. Acta Geológica Lilloana, 12(6): 91-103.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950, Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 5 (3): 8-110.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19 (3): 135-150.

GONZÁLEZ CHIOZZA, S., 2004. Geología y metalogenia del Distrito Minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, inédito. 205 pp.

GONZÁLEZ CHIOZZA, S. y D. I, MUTTI, 2002. Depósitos mesotermales y zonación del Distrito Minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 494-499.

GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1972. Estudio geológico del distrito minero del Cerro Áspero, prov. de Córdoba. Subsecretaría de Minería, Servicio Nacional Minero Geológico. Buenos Aires. Inédito.

GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1981. Geomorfología. En Irigoyen, M. (Ed.) Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 193-264, San Luis.

GONZÁLEZ DÍAZ, E., L. FAUQUÉ, C. COSTA, A. GIACCARDI, P. DE PALOMERA y F. PEREYRA, 1997. La avalancha de rocas del Potrero de Leyes, Sierras Pampeanas australes, Sierra Grande de San Luis, Argentina (32° 30' lat.S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 52 (1): 93-107.

GORDILLO, C. E., 1972. Petrografía y composición química de los basaltos de la sierra de Las Quijadas (San Luis) y su relación con los basaltos cretácicos de Córdoba. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba, I: 127-129.

GORDILLO, C.E., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea 53: 3-44.

GORDILLO, C. E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea 68: 1-40.

GORDILLO, C.E. y A.N. LENCINAS, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

GOTHAN, W., 1927. Gondwanapflazen aus der Sierra de Los Llanos und benachbarten Gebitien (en Geologische Untersuchungen in der Sierra de Los Llanos, La Rioja, Argentina; Freyberg, 1927). Abhand d. Senckenb. Naturf. Gellesch Bd., 39, Helf, 3, Frankfurt.

GRANERO HERNÁNDEZ, A. y N. DAVIDS, 1951. Estudio geológico minero preliminar del yacimiento de berilo La Magdalena, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Dirección General de Fabricaciones Militares. Inédito. Buenos Aires.

GROMET, L.P. y C., SIMPSON, 1999. Age of the Paso del Carmen pluton and implications for the duration of the Pampean Orogeny, Sierras de Córdoba, Argentina. 14º Congreso Geológico Argentino. 1: 149–151. Salta.

GROMET, L.P., C. SIMPSON, R. MIRO y S.J. WHITMEYER, 2001. Apparent truncation and

juxtaposition of Cambrian and Ordovician arcaccretionary complexes, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Gelogical Society of America. Abstracts with Programs 33, A-155.

GROSS, W., 1948. Cuadro tectónico del valle de Punilla. Revista de la Asociación Geológica Argentina 3: 73-132.

GROSSO CEPPARO, P., 2007. Geología y petrografía de la región comprendida al norte de San Martín, provincia de San Luis. Aplicación de imágenes satelitales en la discriminación de rocas del basamento. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de San Luis, (inédito), 97 p., San Luis.

GROSSO CEPPARO, P., A. ORTIZ SUÁREZ y A. GÓMEZ FIGUEROA, 2007. Metamorfitas Las Higueras. Sierras Pampeanas de San Luis, Argentina. 5º Congreso Uruguayo de Geología, Actas en CD 77, Montevideo.

GRUMELLI, M.T. y M. CANTÚ, 2006. Vinculación de los aspectos geomorfológicos y la evolución de los suelos en un área al suroeste de Río Cuarto. 3º Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 417-426.

GUERESCHI, A., 1992.Petrografía y caracterización química de las rocas ígneas y metamórficas del borde centro oriental de la sierra de Comechingones, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Trabajo final, Universidad Nacional de Córdoba. 140 p. Inédito.

GUERESCHI, A., 2000. Estructura y petrología del basamento metamórfico del flanco oriental de la sierra de Comechingones, pedanías Cañada de Alvarez y Río de Los Sauces, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de Córdoba, 196 p. y Anexos (47 p., 3 mapas). Inédito.

GUERESCHI, A. y E. BALDO, 1993. Petrología y geoquímica de las rocas metamórficas del sector centro oriental de la Sierra de Come-chingones, Córdoba. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Explora-ción de Hidrocarburos, Actas 4: 319 326.

GUIÑAZU, J. R., 1962. Los llamados «Estratos de Los Llanos» en la provincia de San Luis y su contenido de rodados de rocas andesíticas y restos de mamíferos fósiles, Anales 1º Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 8- 95, Buenos Aires.

HACK, M., M.K. de BRODTKORB, R. HÖLL y A. BRODTKORB, 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheelíticos entre el dique La Florida y pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. En: M.K. de Brodtkorb (Ed.): Geología de los Yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba. Publicación del Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata, 1: 113-152, La Plata.

HAUZENBERGER, CH., A. MOGESSIE, G. HOINKES, A. FELFERNIG, E. BJERG, J. KOSTADINOFF, S. DELPINO y L. DIMIERI, 2001. Metamorphic evolution of the Sierras de San Luis, Argentina: granulite facies metamorphism related to mafic intrusions. Mineralogy and Petrology, 71 (1/2): 95-126.

HERRERA, A., 1963. Las pegmatitas de la sierra de San Luis. Estructura interna, mineralogía y génesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 18 (1-2): 43-71.

HERRERA, A., 1965, Evolución geoquímica de las pegmatítas zonales de los principales distritos argentinos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (2): 199-228.

HERRERA, A., 1968. Geochemical evolution of zoned pegmatites in Argentina. Economic Geology 63: 3-29.

HILLAR, N.A., 1968. Los yacimientos de molibdeno y wolframio diseminado del cerro Asperezas. Revista Minería, 29 (1): 1-10. Buenos Aires.

HUB, C., 1992. Prospección aluvional de minerales pesados, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Trabajo final, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 108 p. Inédito.

HÜNICKEN, M. A., 1980. A giant fosil spider (Megarachne servinei) from Bajo de Véliz Formation Upper Carboniferous, Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba., 53 (3-4): 317-41, Córdoba.

HÜNICKEN, M. A. y M.V. PENSA, 1972. Algunas novedades estratigráficas y tectónicas sobre los depósitos Gonwánicos del Bajo de Véliz (San Luis). Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba, 1 (3-4): 138 p., Córdoba.

HÜNICKEN, M.A. y M.V. PENSA, 1975. Estratigrafía y tectónica de los depósitos gondwánicos del Bajo de Véliz, (provincia de San Luis, Rep. Argentina). Revista de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Sección C, Geología. 3: 1-37. Córdoba.

HÜNICKEN, M. A. y M.V. PENSA, 1977. La secuencia sedimentaria del borde occidental de la sierra de Pocho (Chancaní), Córdoba. IUGS- UNESCO. Project. Nº42, Upper Paleozoic of South América, Bol. 2: 10 p.

HÜNICKEN, M. A. y M.V. PENSA, 1980. Formación Los Ranqueles (Carbónico) de Sampacho y Cerro Suco en el sudoeste de Córdoba, Argentina. Boletín. Proyecto 42- IGCP, 3: 5-6. San Juan.

HÜNICKEN, M.A., C.L. AZCUY y M.V. PENSA, 1981. Sedimentitas paleozoicas. Relatorio, 8º Congreso Geológico Argentino: 55-77. San Luis.

IRIONDO, M., 1997. Geomorfología y cuaternario de la provincia de Santa Fe (Argentina). Dórbignyana 4: 1-54

IRIONDO, M. y D.M. KRÖHLING, 1995. El sistema eólico pampeano. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Comunicaciones 5 (1): 1-80.

JORDAN, T.E. y R.W. ALLMENDINGER, 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Science 286: 737-764.

JORDAN, T. E., B. L. ISACKS, R. W. ALLMENDINGUER, J. A. BREWER, V. A. RAMOS y C. J. ANDO, 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Geological Society of America Bulletin 94: 341-361.

KAY, S. M. y C. GORDILLO, 1994. Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the central Andes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117: 25-44.

KAY, S. M. y V. A. RAMOS, 1996. El magmatismo cretácico de las sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 453-464.

KEIDEL, F., 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba, 25: 239-368.

KILMURRAY, J., 1981. Petrología metamórfica y aspectos estructurales de las formaciones comprendidas entre La Toma y el río Quinto. Sierras de San Luis. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 12 (1-2): 31-45.

KILMURRAY, J., 1982. Estructura y petrología de la región de Trapiche, dique La Florida, provincia de San Luis, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 239-249. Buenos Aires.

KILMURRAY, J. y L.H. DALLA SALDA, 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. Obra del Centenario del Museo de La Plata, Sección Geología: 167-178. La Plata.

KILMURRAY, J. y L. VILLAR, 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología y Recursos Minerales de la Provincia de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 33-54. San Luis.

KIRSCHBAUM, A., 1987. El leucogranito de Mesa del Palmar, un ejemplo de granito especializado. Simposio Internacional de Granitos Fanerozoicos Circunpacíficos. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 81-83. San Miguel de Tucumán.

KITTL, E., 1932. El yacimiento de mármol verde de la cantera Santa Isabel (provincia de San Luis). Museo Nacional de Ciencias Naturales Bernandino Rivadavia, Anales 37(12): 171-192.

KITTL, E., 1953. Estudio sobre minerales de níquel del país. Revista Minería, 21: 23- 26.

KRAEMER, P.E. y M. P. ESCAYOLA, 1994. Hipótesis sobre la Evolución Tectónica Proterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba- Criterios Regionales para la Exploración Mineral. Informe Interno CONICET, Inédito.

KRAEMER, P., R. D. MARTINO, M. GIAMBASTIANI y J. SFRAGULLA, 1988. Análisis dinámico-cinemático preliminar de la falla de Santa Rosa, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. 5ta Reunión de Microtectónica Acta: 107-115, Córdoba.

KRAEMER, P., M.P. ESCAYOLA y R. D. MARTINO, 1995. Hipótesis sobre la evolucíon tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30Ú40' - 32Ú40'), Argentina. Revista de la Asociacíon Geológica Argentina, 50 (1-4): 47-59.

KRAEMER, P., M.P. ESCAYOLA y J. SFRAGULLA, 1996. Dominios tectónicos y mineralización en el basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II: 239 248.

KRAGLIEVICH, J.L., 1952. El perfil geológico de Chapadmalaly Miramar, provincia de Buenos Aires. Revista del Museo de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata, 1: 8-37.

KRETZ , R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68: 277-279.

KRÖHLING, D., 1993. Geomorfología del tramo inferior del Río Segundo. Informe interno Consejo de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Provincia de Córdoba (CONICOR) (inédito).

KURTZ, F., 1895. Contribución a la Palaeophitología Argentina II. Sobre la existencia de Gondwana inferior en la República Argentina (plantas fósiles del Bajo de Véliz, Prov. de San Luis). Revista Museo de La Plata, 6: 125-139. La Plata.

KURTZ, F., 1921. Atlas de plantas fósiles de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 7: 125-139. Córdoba.

LACREU, H.L., 1982. Descubrimiento de nuevas reservas de ónix en la cantera Santa Isabel. Panorama Minero, revista 61: 18-23.

LACREU, H.L., 1988. Exploración de ónice calcáreo en la cantera Santa Isabel, depto. Pringles, provincia de San Luis. 3º Congreso de Geología Económica 1: 39-56.

LACREU, H.L., 1999. Los yacimientos de onice calcáreo (ónix) de San Luis. En: Zapettinni, E.O (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina.Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 35: 1695- 1703. Buenos Aires.

LACREU, H.L. y E. DI PAOLA, 1992. Secuencias epiclásticas y volcaniclásticas en la cantera Santa Isabel y alrededores, depto. Cnel. Pringles, pcia. de San Luis. 4ta Reunión Argentina de Sedimentología, 1: 219- 226, Mar delPlata.

LAGUENS, A., E. PAUTASSI, G. SARIO y R. CATTÁNEO, 2007. Fishtail projectil points from Central Argentina. Current Research in Pleistocene 24: 55-57.

LAPIDUS, A. y J.C. FERNÁNDEZ LIMA, 1953. Yacimientos de plomo, plata y zinc de las provincias de Córdoba y San Luis. Informe técnico. Dirección Nacional de Geología y Minería. 12, 1960, 24p.

LATRUBESSE, E.M. y C.G. RAMONELL, 1990. Unidades litoestratigráficas del Cuaternario en la provincia de San Luis, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, San Juan. Actas 11: 109-112.

LATRUBESSE, E.M., C.G. RAMONELL y D. PESSIO, 1990. La Formación Las Chacras (Pleistoceno superior): depósitos pedemontanos de la sierra de San Luis. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 105-107.

LEGUIZAMÓN, R. R., 1971. Palaeophytología Kurtziana III. 6. Revisión de las semillas plastispérmicas de Bajo de Véliz (San Luis) ilustradas en el «Atlas de plantas fósiles de la Rep. Argentina» (Kurtz, 1921). Ameghiniana, 8 (3-4): 259-264, Buenos Aires.

LEGUIZAMÓN, R.R., 1979. Euryphyllum whittianum Feistmantel, nuevo integrante de la tafoflora pérmica de Bajo de Véliz, prov. de San Luis. Boletín Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología, 6: 5-10. Buenos Aires.

LEVERATTO M. A. y L. MALVICINI, 1982. Geología mineralogía y génesis del yacimiento de wolframio «El Duraznito», San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37(4): 369-383.

LIEBERS, A., 1972. Geología, mineralización y génesis del yacimiento de scheelita de Los Avestruces, zona de San Martín, San Luis. Trabajo de Licenciatura, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 87 p. Inédito.La Plata.

LINARES, E., 1959. Los métodos geocronológicos y algunas edades de minerales de la Argentina, obtenidas por medio de la relación plomo-uranio. Asociacion Geológica Argentina, 14 (3-4): 181-217.

LINARES, E. y R. GONZÁLEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina. Serie B, Didáctica y complementaria, 19: 1-627. Buenos Aires.

LINARES, E. y A. LATORRE, 1969. Datación por el método K/Ar de algunas rocas ígneas argentinas. Comisión Nacional de Energía Atómica. (Inédito).

LIPPMANN, M. J., 1966. Geología del extremo sur de la Sierra de San Luis.Informe inédito. Carpeta Nº 650. Dirección Nacional de Geología y Minería. 72 p.

LIRA, R., 1982. Informe de las actividades desarrolladas por la comisión Nº2 de revisión de anomalías aéreas durante el mes de diciembre de 1982. Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe inédito.

LIRA, R., 1984, Un nuevo modelo metalogenético uranífero en el basamento cristalino de las Sierras Pampeanas: uranio en metamorfitas de contacto. (Batolito de Achala. Provincia de Córdoba). Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba. Tomo VII. pp.: 438-51.

LIRA, R., 1985, Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hemiciclo endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogenéticos. Sector septentrional del Batolito de Achala. Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba. (Inédita). 265 p.

LIRA, R. y A. KIRSCHBAUM, 1990. Geochemical evolution of granites from Achala batholith of Sierras Pampeanas, Argentina. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.); Plutonism from Antartica to Alaska, Geological Society of America Special Paper, 241: 67-76.

LIRA, R. y E. M. RIPLEY, 1992. Hydrothermal alteration and REE-Th mineralization at the Rodeo de Los Molles deposit, Las Chacras batholith, central Argentina, Contributions at Mineralogogy and Petrology, Springer Berlin / Heidelberg. 110; 2-3: 370-386

LIRA, R., N.A. VIÑAS, E.M. RIPLEY y M. BARBIERI, 1999. El yacimiento de tierras raras, torio y uranio Rodeo de Los Molles, San Luis. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 987-997, Buenos Aires.

LLAMBÍAS, E. J. y N. BROGIONI, 1981. Magmatismo mesozoico y cenozoico. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 101-115.

LLAMBÍAS, E.J. y L. MALVICINI, 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las Sierras

del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37: 100-143.

LLAMBÍAS, E.J., C.A. CINGOLANI, R. VARELA, C. PROZZI, A. ORTIZ SUÁREZ, R. CAMINOS, A. TOSELLI y J. SAAVEDRA, 1991. Leucogranodioritas sin-cinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, República Argentina. Actas 6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Ampliados:187-191, Viña del Mar, Chile.

LLAMBÍAS, E.J., S. QUENARDELLE, A.E. ORTIZ SUÁREZ y C. PROZZI, 1996. Granitoides sincinemáticos de la Sierra Central de San Luis. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 487-496. Buenos Aires.

LLAMBÍAS, E.J., A.M. SATO, A. E. ORTIZ SUÁREZ y C. PROZZI, 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. In: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds): The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 142: 325-341, London

LLANEZA, G. y A.E. ORTIZ SUÁREZ, 2000. Geología y petrografía del granito El Peñón (Provincia de San Luis) y su relación con el metamorfismo y la deformación. 9º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 639-643.

LLANO, J., B. CASTRO DE MACHUCA, N. ROSSI y A. VACCA, 1987. Las rocas cataclásticas del perfil valle de Pancanta, Paso del Rey, Sierra de San Luis, República Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, 3: 31- 34.

LÓPEZ, M.G., 1984. Relaciones petrológicas entre pegmatitas y sus cajas en la región de Tilisarao-Renca, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (1-2): 131-143.

LÓPEZ, N. y P. SOLÁ, 1981. Manifestaciones volcánicas alcalinas de los alrededores de Las Chacras y de la región de Villa Mercedes Caján, prov. de San Luis y Córdoba. 8º Congreso Geológico Argentino. Actas 4: 967 978.

LÓPEZ DE LUCHI, M. G., 1986. Geología y petrología del basamento de la sierra de San Luis al oeste de Tilisarao, región del Batolito de Renca. Tesis Doctoral Inédita. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

LÓPEZ DE LUCHI, M., 1987. Caracterización petrológica y geoquímica del plutón La Tapera y del batolito de Renca, sierra de San Luis, República Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 84 88.

LÓPEZ DE LUCHI, M., 1993. Caracterización geológica y emplazamiento del batolito de Renca. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Explo-ración de Hidrocarburos. Actas 4: 42 53.

LÓPEZ DE LUCHI, M. G. y M. E. CERREDO, 2001. Submagmatic and solid-state microstructures in La Tapera pluton. San Luis. Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie D. Publicación Especial 5:121-126, Buenos Aires

LÓPEZ DE LUCHI, M. G., A. HOFFMANN, S. SIEGESMUND, K. WEMMER y A. STEENKEN, 2002. Temporal constraints on the polyphase evolution of the Sierra de San Luis. Preliminary report based on biotite and muscovite cooling ages. In: Cabaleri, N., Linares, E., López de Luchi, M. G., Ostera, H and Panarello, H. (Eds). 15° Congreso Geológico Argentino, 1: 309-315

LÓPEZ DE LUCHI, M.G., S. SIEGESMUND, K. WEMMER, A. STEENKEN y R. NAUMANN, 2007. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 24: 138-166.

LÓPEZ DE LUCHI, M.G. M.E. CERREDO, A. STEENKEN, S. SIEGESMUND, K. WEMMER y R.D. MARTINO, 2008. The Conlara Metamorphic Complex: a Pampean metamorphic event in the Sierra de San Luis, Argentina. 17º Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy. Resúmenes: p. 7.

LUCASSEN, F., M.P ESCAYOLA, R.L. ROMER, J.G. VIRAMONTE, K. KOCH y G. FRANZ, 2002. Isotopic composition of late mesozoic basic and ultrabasic rocks from the Andes (23-32°S). Implications for the andean mantle. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143: 336-349.

LUCCASEN, F., G. FRANZ, R. L. ROMER, F. SCHULTZ, P. DULSKI y K. WEMMERET, 2007. Pre-Cenozoic intraplate magmatism along the Central Andes (17–34°S): Composition of the mantle at an active margin. Lithos, 99: 312-338.

LYONS, P., R. G. SKIRROW y P. G. STUART-SMITH, 1997. Geology and Metallogeny of the Sierras Septentrionales de Córdoba. 1:250.000 map sheet, Province of Córdoba. Geoscientific mapping of The Sierras Pampeanas, Argentine - Australia Cooperative Project. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 27: 1- 131.

MAGNOU, E., 1968. Estudio geológico económico de la mina Graciela Elsa, Las Aguadas, provincia de San Luis. Universidad de Buenos Aires, FCEFyN, tesis de licenciatura. Inédito.

MAGNOU, E., 1975. Los yacimientos de dolomía y caliza del sector sur de la sierra de La Estanzuela, provincia de San Luis. Tesis Doctoral Inédita. Universidad de Buenos Aires.

MAGNOU, E., 1981. Dolomitización y desdolomitización en el sector sur de la sierra de la Estanzuela, provin-

cia de San Luis. 8º Congreso Geológico Argentino. 2: 577-582

MALVICINI, L. y N.E. URBINA, 1994. Mina La Rica, un depósito epitermal de tipo sericita- adularia asociado a rocas volcánicas de la sierra de San Luis, República Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 853- 854, Concepción.

MALVICINI, L., A. ORTIZ SUÁREZ, G. SOSA, H. ULACCO y G. RAMOS, 1991. El ciclo metalogen{ético precámbrico- paleozoico de la Sierra de San Luis, República Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos, 1: 101- 105.

MALVICINI, L., H. ULACCO y A. ORTIZ SUÁREZ, 1995. La época metalogenética gondwánica en el norte de la sierra de San Luis, República Argentina. 9º Congreso Latinoamericano de Geología. Caracas. Venezuela.

MÁRQUEZ, A. y A. CASANELLO, 1948. Estadística minera de la República Argentina, año 1944. Dirección Nacional de Geología y Minería. Publ. 136. Buenos Aires.

MARTINO, R., 1993. La faja de deformación Guamanes: petrología, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48(1): 21-32.

MARTINO, R., 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: U.na reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (4): 549-571.

MARTINO, R., M. ESCAYOLA y A. SAAL, 1994. Estructura del cuerpo de «kinzigita» del río Santa Rosa, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49 (1-2): 3-10.

MARTINO, R., P. KRAEMER, M. ESCAYOLA, M. GIAMBASTIANI y M. ARNOSIO, 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32º L.S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 60-77.

MASSABIE, A., 1987. Neotectónica y sismicidad en la región de Sierras Pampeanas Orientales, sierras de Córdoba, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino 1: 271 274.

MASSABIE, A. y C. SZLAFSZTEIN, 1991. Condiciones geomecánicas y edad del fallamiento neotectónico en las Sierras Pampeanas Orientales, Córdoba, Argentina. Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería. 6: 154-168. Córdoba, Argentina.

MENÉNDEZ, C.A., 1971. Estudio palinológico del Pérmico del Bajo de Véliz. Pcia de San Luis. Revista del Museo Argentino de Ciencia Naturales «Bernardino Rivadavia» 1(9):263-306. Buenos Aires.

MENOYO E. y A. BONALUMI, 1975. Fluorita y siderurgia en Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 3: 235-258

METHOL, E.J., 1971. Descripción geológica de la Hoja 22h, Santa Rosa, provincias de Córdoba y San Luis. Diercción Nacional de Geología y Minería. Boletín 124: 1-73, Buenos Aires.

MILANA, J. P., 1994. Propuesta de clasificación de abanicos aluviales en base a los procesos sedimentarios asociados. 5ta. Reunión Argentina de Sedimentología, Addenda volumen 1: 7-12. Tucumán.

MIRÓ, R. y J. N. SANTA CRUZ, 1973. Mapa geológico del valle del Conlara. Escala 1:100.000. Dirección Nacional de Geología y Minería. Inédito. Buenos Aires.

MIRÓ, R.C. y B. TORRES, 1986. Evaluación previa mina Eduardo. Servicio Geológico Minero Argentino, Delegación Córdoba. Inédito.

MIRÓ, R.C., B. TORRES y J. BOIERO, 1986. Evaluación previa mina La Magdalena. Servicio Geológico Minero Argentino, Delegación Córdoba. Inédito.

MONCHABLÓN, A., 1956. Yacimientos de wolframio en la provincia de San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires. Informe inédito.

MONTENEGRO, T., R. O. ETCHEVERRY, P. R. LEAL y M. K de BRODTKORB, 2009. Depósitos de scheelita asociados a lamprófiros/ biotititas. Departamento San Martín, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 64 (3): 447-457.

MONTENEGRO T., A. ORTIZ SÚAREZ y A. MARTÍNEZ, 2010. Edad y geoquímica del lamprófiro El Puesto, Las Aguadas, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67 (2): 266- 271.

MORTEANI G., C. W. PREINFALK SPIEGEL y A. BONALUMI, 1995. The Achala granitic complex and the pegmatites of the Sierras Pampeanas (Northwest Argentina): A study of differentiation. Economic Geology 90: 636-647

MURILLO, M., 1996. Neotectónica del flanco occidental de la sierra de Comechingones, entre los arroyos Piedra Blanca y san Miguel, provicnia de San Luis. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires. 135 p. Inédito.

MURRAY, J. y M. FAGIANO, 2010. Caracterización petrológica y geoquímica del granitoide Los Cocos: su relación con el entorno metamórfico del sector centro oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. 10º Congreso de Mineralogíia y Metalogenia. Universidad Nacional de Río Cuarto. Actas: 311- 318

MUTTI, D., 1987. Estudio geológico del complejo gabroperidotítico del área del Bosque Alegre. Tesis Doc-

toral, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 398 p. Inédito.

MUTTI, D., 1991. Las rocas ultrabásica- básicas de la provincia de Córdoba: interpretaciones geoquímicas e implicancias geotectónicas. 1º Reunión de Mineralogía y Metalogénia y 1º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata. Actas: 411-432.

MUTTI, D., 1992. Las rocas ultrabásicas de la prov. de Córdoba: Interpretaciones geoquímicas e implicancias geotectónicas. 1° Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas máficas y ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Actas 2: 433-448, La Plata.

MUTTI, D., 1994. Exsoluciones en cromitas metamórficas de Córdoba: Interpretaciones geoquímicas e implicancias geotectónicas. 2° Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas máficas y ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Actas 2: 433-448, La Plata.

MUTTI, D., 1998. Rocas de arco en el distrito Cerro San Lorenzo, provincia de Córdoba. 4° Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas máficas y Ultramáficas: Actas: 291-299, Bahia Blanca.

MUTTI, D., 1999. Depósitos de cromita de Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 193-205, Buenos Aires.

MUTTI, D. y A. DI MARCO, 1992. Asociación serpentinita-anfíbolita: unidades cogenéticas dominantes de las fajas ultrabásicas oriental y central de Córdoba. 1ra Reunión de Mineralogía y Metalogénesis y 1ra Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Actas 1: 443-456. La Plata.

MUTTI, D. y A. DI MARCO, 1998. Discriminación litogeoquímica entre ambientes de arco y de retroarco en el centro y el sur de las Sierras de Córdoba, Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 238- 244. Buenos Aires.

MUTTI, D. y A. DI MARCO, 1999. Yacimientos de cobre-hierro y plomo-cinc relacionados a volcanismo submarino, Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 207-225, Buenos Aires.

MUTTI, D. y S. GONZÁLEZ CHIOZZA, 2005 a. Evolución petrotectónica del distrito minero Cerro Áspero y modelo de emplazamiento de los depósitos wolframíferos, Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 60 (1): 104-121.

MUTTI, D. y GONZÁLEZ CHIOZZA, S., 2005 b.Consideraciones metalogenéticas acerca del distrito wolframífero Cerro Áspero, Córdoba, Argentina. 16º Congreso Geológico Argentino, 2: 705-706, La Plata.

MUTTI, D., A. DI MARCO y S. FERNÁNDEZ, 1997. Neoproterozoic metallogenesis of the central south Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentine. Mineral Deposits: research and Exploration. Papunen (Ed), 863-866. Rotterdam.

MUTTI, D., A. DI MARCO y S. FERNÁNDEZ, 1998. Ore deposits in the Neoproterozoic arc- backarc system of the central-south Sierras de Córdoba, Argentina. 6º Congreso Nacional de Geología Económica. 2: 238-244. Buenos Aires.

MUTTI, D., S., GONZÁLEZ CHIOZZA y C., MÉNDEZ, 2001. Structural control of mineralization in Cerro Áspero, Argentina. En Adam Piestrzyski *et al.* (Eds): Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century: 905-908. A.A.Balkema, Lisse.

MUTTI, D., S. GONZÁLEZ CHIOZZA y C. MÉNDEZ, 2002. Las ortoanfíbolitas de la Formación La Aguada como indicadoras de la evolución tectono metamórfica del distrito minero Cerro Áspero, Córdoba. 15º Congreso Geológico Argentino, 2: 47-5. El Calafate

MUTTI, D., S. CACCAGLIO, C. HERRMANN, S. GEUNA, A. DI MARCO y S. GONZALEZ CHIOZZA, 2005. Evolución metalogenética de las Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero: Ciclos famatiniano, gondwánico y ándico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(3):467- 485.

NORTHRUP, C.J., C. SIMPSON y L. P. GROMET, 1998. Early Paleozoic history of the Eastern Pampeanas, Argentina: development of a Cambrian arc and accretionary prism along the margin of Gondwana. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica 2, 400–403.

NULLO, F., M. FAGIANO y J. OTAMENDI, 1992. Geología y Petrología de los granitoides del sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Estudios Geológicos 48, 221-227.

OGGIER, F.P. y N. E. URBINA, 2001. El depósito epitermal La Rubia-Los Quirquinchos, San Luis. 7º Congreso Argentino de geología Económica, Actas 1: 189-194, Salta.

OGGIER, F.P., N.E. URBINA y P.G. GUERSTEIN, 2000. La Reynela: un depósito epitermal rico en sulfuros de

metales base. San Luis, Argentina. 9º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 316- 320, Puerto Varas.

OJEDA, G. y J. CHIESA, 2004. El neógeno en la cuenca del río Quinto, San Luis, Argentina. 10º Reunión Argentina de Sedimentología, resúmenes: 118-120, San Luis.

OLSACHER, J., 1972, Descripción geológica de la Hoja 21h, Cerro Champaquí, Provincia de Córdoba. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería. 133: 1-64. Buenos Aires.

OROPEL, A. R. y J. H., ULACCO, 2003. Geoquímica del Granito Los Alanices, Provincia de San Luis, Argentina. 9º Congreso Brasilero de Geoquímica. Belen. Brasil. Actas.

ORTIZ SUÁREZ, A., 1983. Geología y petrografía de los cuerpos ígneos menores ubicados al sur y sudoeste de Bajo de Véliz, provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 76 p., San Luis.

ORTIZ SUÁREZ, A., 1988. El basamento de Las Aguadas, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología. 19 (1-4): 13-24.

ORTIZ SUÁREZ, A., 1996. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, Provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51 (4): 321-330.

ORTIZ SUÁREZ, A. y G. RAMOS, 1990. Estructura del perfil Santo Domingo- La Arenilla, provincia de San Luis, República Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 387- 390.

ORTIZ SUÁREZ, A. y G. SOSA, 1991. Relaciones genéticas entre las pegmatitas portadoras de estaño y las metamorfitas asociadas en la zona de La Carolina-San Francisco del Monte de Oro, Provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46 (3-4): 339-343.

ORTIZ SUÁREZ, A. y H. ULACCO, 1999. Edad del Complejo Intrusivo de Rodeo Viejo, Provincia de San Luis. 14º Congreso Geológico Argentino. Salta. Argentina. 1: 105.

ORTIZ SUÁREZ, A., C. PROZZI y E.J. LLAMBÍAS, 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Estudios Geológicos, 48: 269-277, Madrid.

ORTIZ SUÁREZ, A., H. ULACCO y G. OJEDA, 1997. Geología del Granito El Hornito, provincia de San Luis, Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1413-1417, Antofagasta.

ORTIZ SUÁREZ, A., P. GROSSO CEPPARO, J. GÓMEZ FIGUEROA, M. ERROZ y T. MONTENEGRO, 2009. Geología del basamento en el extremo noroeste de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (3): 481-492.

ORTIZ SUÁREZ, A., A. MOROSINI, H. ULACCO y A. CARUGNO DURÁN, 2012. Geología y geofísica del cuerpo máfico-ultramáfico Las Cañas, Provincia de San Luis. Serie de Correlación Geológica 28 (2): 151-166. Tucumán.

OTAMENDI, J.E., 1990. El Terciario volcaniclástico en la Sierra del Morro, provincia de San Luis, República Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 35-38. San Juan.

OTAMENDI, J. E., 1995. Petrología, geoquímica y estructura del basamento precarbonífero del extremo sur de la sierra de Comechingones, Córdoba- San Luis, Argentina. Universidad Nacional de Río Cuarto, tesis doctoral, 289 p. Inédito.

OTAMENDI, J.E., F.E. NULLO, M. R. FAGIANO y E. ARAGÓN, 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. Buenos Aires.

OTAMENDI, J.E., A.E. PATIÑO DOUCE, A.H. DEMICHELIS, 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Argentina. Journal of Metamorphic Geology. 17: 415-434

OTAMENDI, J.E., M.R. FAGIANO y F. E. NULLO, 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.

OTAMENDI J.E., P.A. CASTELLARINI, M.R. FAGIANO, A.H. DEMICHELIS y A.M. TIBALDI, 2004. Cambrian to Devonian Geologic Evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-pacific margin of Gondwana. Gondwana Research. 7 (4): 1143-1155. International Association for Gondwana Research, Japan.

OYARZÁBAL, J. C. y M.A. GALLÍSKI, 1993. Geología del yacimiento San Luis: un caso de yuxtaposición de tipologías diferentes en pegmatitas de clase elementos raros. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 167-174.

PAGÉS, C. y N. RÉ, 1953. Estudio geológico minero de las minas de cromita Los Guanacos, El Rodeo, Ume Pay y Árbol Seco, departamento Calamuchita, pcia. de Córdoba. Dirección General de Fabricaciones Militares. Inédito. Buenos Aires.

PASCUAL, R. 1954. Adiciones a la fauna de la Formación de Los Llanos de San Luis y su edad. Revista Museo Municipal Ciencias Naturales de Mar del plata, 1 (2): 113-121.

PASCUAL, R. y P. BONDESIO, 1981. Sedimentitas Cenozoicas. En: Yrigoyen, M. (Ed.) Geología de la provincia de San Luis, 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 117-154.

PASCUAL, R., E.J. ORTEGA HINOJOSA, D. GONDAR y E.P. TONNI, 1965. Las edades del Cenozoico mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, 6: 165-193.

PASTORE, F. y R.R., GONZÁLEZ, 1954. Descripción geológica de la Hoja 23g, San Francisco (San Luis). Dirección Nacional de Minería. Boletín 80: 1-61. Buenos Aires.

PASTORE, F. y METHOL, E., 1953, Descripción geológica de la Hoja 19i, Capilla del Monte, Provincia de Córdoba. Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería. 79: 1-70. Buenos Aires.

PASTORE, F. y O.J. RUIZ HUIDOBRO, 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g, Saladillo (San Luis). Dirección Nacional de Minería. Boletín 78: 1-63. Buenos Aires.

PÉREZ, E. y E. BALDO, 1994. Petrofacies graníticas del sector centro-oriental del Batolito de Achala, Córdoba, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 1146-1150. Concepción.

PERINO, H., 1950. Estudio geológico petrográfico del noroeste de la sierra de San Luis al este del río Talita. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Inédito.

PESSIO, D.A., 1989. Litoestratigrafía de las sedimentitas dique Cruz de Piedra- Cuchi Corral, San Luis, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura inédito, Universidad Nacional de San Luis. 88 p.

PINOTTI, L. P., 1998. El Batolito Cerro Áspero, provincia de Córdoba. Modelo de intrusión y su relación con la evolución de las Sierras Pampeanas. Tesis Doctoral, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, 203 p. Inédito.

PINOTTI, L. P., A. ESPARZA y J. CONIGLIO , 1992. Formación de megacristales de feldespato potásico en el sector sur del batolito Cerro Áspero- Alpa corral (32°40's y 64°50'w), Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina. Estudios geológicos, 48: 211-219.

PINOTTI, L.P., J.E. CONIGLIO y E.J. LLAMBÍAS, 1996. Características geológico estructurales del Plutón Alpa Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 3: 477-486. Buenos Aires.

PINOTTI, L. P., J.E. CONIGLIO, A.M. ESPARZA, F. D'ERAMO y E.J. LLAMBÍAS, 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Áspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 15: 251-265.

PINOTTI, L.P., J.M. TUBIA , F. D'ERAMO, N. VEGAS, A.M. SATO, J. CONIGLIO y A. ARANGUREN , 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Áspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). Journal of Structural Geology. 28 (5): 834-849

PINTO, I. D. y M. A. HÜNICKEN, 1980. Gondwanarachne: a new genus of the order Trigonotarbida (Arachnida), from Argentina. Academia Nacional de Ciencias Córdoba, Boletín 53 (3-4): 308-315.

PINTO, I.D. y L. P. ORNELLAS, 1978. Upper Carboniferous Insects from Argentina .I. Familia Diaphonopteridae (Megasopteroidae), Pesquisas, 10: 95-97, Porto Alegre.

PINTO, I.D. y L. P. ORNELLAS, 1980. Upper Carboniferous Insects from Argentina, II – Family Narkemocacurgidae (Paraplecoptera). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 53 (3–4): 287–291.

PIOVANO, E. L., A. MANZUR y A. I. PASQUINI, 1992. Análisis paleoambiental de las formaciones aflorantes al oeste de la ciudad de Córdoba. 4a Reunión Argentina de Sedimentología, 3: 105-111.

PORTA, G. R., 1992. Caracterización petrográfica y geoquímica del batolito Cerro Áspero- Alpa Corral, (32º34'-32º42' LS y 64º43'-64º52'LO), provincia de Córdoba, Argentina. Revista Estudios Geológicos, 48: 237-245.

PRADO J.L., M.T. ALBERDI y M.A. REGUERO, 1998. El registro más antiguo de Hippidion Owen, 1869 (Mammalia, Perissodactyla) en América del Sur. Estudios Geológicos: 54: 85-91. España.

PROZZI, C. 1990. Consideraciones acerca del basamento de San Luis, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas 1: 452-455.

PROZZI, C. y A. ORTIZ SUÁREZ, 1994. Rocas metamórficas de bajo grado en las Sierras Pampeanas (Argentina). 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1167-1171, Concepción.

PROZZI, C. y G. RAMOS, 1988. La Formación San Luis. 1ras Jornadas de Trabajo de las Sierras Pampeanas, Abstracts p. 1, San Luis.

PROZZI, C. y M. ROSSO, 1990. Pizarras carbonosas en el basamento de San Luis, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 202 205.

QUIROGA, P.J., 1949. Manifestaciones de molibdeno en la sierra de Comechingones y mina Las Cuevas, provincia de Córdoba. Dirección General de Fabricaciones Militares. Buenos Aires. Inédito.

RABASSA, J., M. ZÁRATE, M. CIOCCALE, C. CARIGNANO, T.C. PARTRIDGE y R. MAUD, 1996. Paisajes relictuales de edad Gondwánica en áreas cratónicas de Argentina. En: 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 219. Buenos Aires.

RABBIA, O., A.L. HERNÁNDEZ, A. DEMICHELIS y J. CONIGLIO, 1993. Mineralogía de cromitas y óxidos asociados de las serpentinitas del extremo sur de las sierras de Córdoba. 12º Congreso Geológico Argentino. 5: 73-81. Mendoza.

RABBIA, O., A.L. HERNÁNDEZ, J. CONIGLIO, J. OTAMENDI y A. DEMICHELIS, 1994. Presencia de rutilo wolframífero en rocas ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Instituto de Recusrsos Minerales, Publicación 3: 599- 606. La Plata.

RADOZTA, A., 1975. Geología y metalogénesis del sector centro de la sierra de La Estanzuela (provincia de San Luis). Trabajo final de licenciatura. Universidad de Buenos Aires, inédito.

RAMONELL, C., M. IRIONDO, E. LATRUBESSE y R. KRÖMER, 1992. Los climas del cuaternario superior en el centro oeste de Argentina: registro geológico de ocho estadíos climáticos. 4a Reunión del proyecto PICG 281, Climas cuaternarios de América del Sur: Actas: 146- 149. Manaus, Brasil.

RAMOS, V.A., 1988. Late Proterozoic- early Paleozoic of South América: a collisional history. Episodes, 11: 168-174.

RAMOS, V.A., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. En: M.K. Brodtkorb (Ed.): Geología de los Yacimientos de Wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, 1: 185-196, La Plata.

RAMOS, V. A., 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En Caminos R. (Ed.): Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29(3): 41-96, Buenos Aires.

RAMOS, V. A. y S. KAY, 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. In: Harmon, R. S. y Rapela, C.W. (Eds.), Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91.

RAMOS, V., F. MUNIZAGA y S. KAY, 1991. El magmatismo Cenozoico a los 33°S de latitud: Geocronología y relaciones tectónicas. 6º Congreso Geológico Chileno, 1: 892-896.

RAMOS, V. A., E. O. CRISTALLÍNI y D. J. PÉREZ, 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences. 15: 59-78.

RAPALINI, A.E., 1990. Variaciones paleolatitudinales de América del Sur en el Carbonífero-Pérmico. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 259-262. San Juan.

RAPELA, C., 1982, Aspectos geoquímicos y petrológicos del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 37 (3): 313-330. Buenos Aires.

RAPELA, C.W., R.J. PANKHURST, A. KIRSCHBAUM y E. BALDO, 1991. Facies intrusivas de edad carbonífera en el Batolito de Achala ¿evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas? Congreso Geológico Chileno, resúmenes ampliados.

RAPELA, C.W., R.J. PANKHURST, C. CASQUET, E, BALDO, J. SAAVEDRA, C. GALINDO y C.M. FANNING, 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R.J., C.W. Rapela (Eds.). The Proto- Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications 142: 181–218. London.

RIGAL, R., 1938. Las minas de columbita y tantalita y el descubrimiento de minerales de uranio radiactivos en la Cañada de Álvarez, departamento Calamuchita, Córdoba. Dirección Nacional de Minería, Boletín 45. Buenos Aires.

RIGGI, J., F. FIDALGO, O. MARTÍNEZ y N. PORRO, 1986. Geología de los sedimentos pampeanos"en el partido de La Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41(3-4): 316- 333.

RINALDI, C.A., 1968. Estudio de las pegmatitas uraníferas de las sierras de Comechingones, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (3): 161-195.

RODRÍGUEZ, E. y F. FERNÁNDEZ SEVESO, 1988. Origen y estructura de las ritmitas del lago eopérmico Bajo de Véliz, San Luis: 2da Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 227-231

ROSSELLO, E.A. y C.E. BARBOSA, 1988. Tantalatos y otros minerales detríticos con interés económico en el aluvión aurífero de Cañada Honda, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22 (3): 296- 303.

ROSSELLO, E.A. y L. CASTRO, 1995. Consideraciones genéticas del oro detrítico de Cañada Honda, La Carolina, San Luis, Argentina. 5º Congreso Nacional de Geología Económica, Simposio de Metalogenia Andina de Sudamérica, 1: 95- 108. San Juan.

ROSSI, N., 1966a. Descripción geológica de la Hoja 23 h, Sierra de la Estanzue-la, provincias de Córdoba y

San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito, 167 p.

ROSSI, N., 1966b.Distrito pegmatítico Conlara, provincia de San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería. Inédito, 171 p. Buenos Aires.

SABALÚA, J.C., 1986. Yacimiento Las Águilas: Mineralización Ni-Cu-Co, Departamento Pringles, Provincia de San Luis, República Argentina, Dirección General de Fabricaciones Militares, Subdirección de Desarrollo Minero, Centro de Exploración Geológico Minera, 29 p.

SABALÚA, J.C., M. CHABERT y G. SANTAMARÍA, 1981. Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y niquel, en el cuerpo básico de Las Águilas, Provincia de San Luis. 8º Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas, 4: 497-507.

SALFITY, J.A. y S.A. GORUSTOVICH, 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). Revista de la Asociación Geológica Argentina 38(3-4):437-453. Buenos Aires

SALLET, R.G., R. MORITZ y D. FONTIGNIE, 1996. 87Sr/86Sr systematics at the post-jurassic Santa Catarina Fluorite District, Brazil. Genetic model and age implications. In: Geologia e sociedade. - Nucleo-Bahia: Sociedade Brasileira de Geologia, 7: 328-332.

SANABRIA, J. y G. ARGUELLO, 2003. Aspectos geomorfológicos y estratigráficos en la génesis y evolución de la Depresión Periférica, Córdoba (Argentina). 2do Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 177-184, Tucumán.

SÁNCHEZ, V., A. ORTIZ SUÁREZ y C. PROZZI, 1996. Geología y petrografía de la tonalita Bemberg, Provincia de San Luis. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 669-677.

SANTA CRUZ, J., 1972. Geología al este de la sierra Chica (Córdoba). Valle del Río Primero. Boletín Asociación Geológica de Córdoba. 1 (3-4): 102-109. Córdoba.

SANTA CRUZ, J., 1973. Geología al este de la sierra Chica (Córdoba), entre La Granja y Unquillo con especial referencia a las entidades sedimentarias. Actas 5º Congreso Geológico Argentino. 4: 221-234.

SANTA CRUZ, J.N., 1979. Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara. Prov. de San Luis. República. Argentina. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 335-349. Buenos Aires.

SATO, A.M., 1993. Deformación de la tonalita precinemática de Las Verbenas, Sierra de San Luis, Argentina. 1° Simposio Internacional del Neoproterozoico - Cámbrico de la cuenca del Plata, 1: 1-5. La Paloma, Uruguay.

SATO, A.M. y E.J. LLAMBÍAS, 1994. Granitoides precinemáticos del sur de la Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1200-1204, Concepción.

SATO, A.M., A. ORTIZ SUÁREZ, E.J. LLAMBÍAS, C. CAVAROZZI, V. SÁNCHEZ, R. VARELA y C. PROZZI, 1996. Los plutones Pre-Oclóyicos del Sur de la Sierra de San Luis: Arco Magmático al inicio del Ciclo Famatiniano. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 259-272, Buenos Aires.

SATO, A.M., R. VARELA, R. y E.J. LLAMBÍAS, 1999. Rb-Sr whole rock and mineral data from Bemberg and La Escalerilla Plutons, Sierra de San Luis, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, Actas 127-131, Carlos Paz.

SATO A. M., P. D. GONZÁLEZ y E. J. LLAMBÍAS, 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (4): 487-504.

SAYAGO, J., 1979, Geomorfología del Valle de San Alberto, provincia de Córdoba. 7º Congreso Geológico Argentino, 2: 89-108. Buenos Aires.

SAYAGO J., 1982. Las Unidades Geomorfológicas como base para la evaluación integrada del Paisaje Natural. Acta Geológica Lilloana 16 (1):169-180.

SCHIAVO, H. 2003. Tipos y génesis de las toscas (calcretos)de la región centro-oeste de la Provincia de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Río Cuarto, 134 p. (Inédito).

SCHMIDT C., R. ASTINI, P. KRAEMER, C. COSTA, C. GARDINI y B. MALAMUD, 1993. Neogene inversion of two Cretaceous rift basins, Sierras Pampeanas, Argentina. Geological Society of America. Abstract with Programs; 25: A-233

SCHMIDT, C.J., R. ASTINI, C. COSTA, C. GARDINI y P. KRAMER, 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation and neogene inversion, Southern Sierras Pampeanas, Argentina. En: Tankard, A.J., R. Suarez y H. Welsink (Eds). Petroleum Basin of South America. American Association of Petroleum Geologist. Memoir 62: 341- 358.

SCILLATO-YANÉ, G.J., A.A. CARLINI, S.F. VIZCAÍNO y E. ORTÍZ JAUREGUIZAR, 1995. Los Xenarthros. En Alberdi, M.T.; Leone, G.; Tonni, E.P (Eds.): Evolución biológica y climática de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el Mediterráneo occidental. Museo de Ciencias Naturales, Consejo de Investigaciones, Monografías, p. 183-209. Madrid.

SELDEN, P.A., J.A. CORRONCA y M.A. HÜNICKEN, 2005. The true identity of the supposed giant fossil spider Megarachne. Biology Letters 1 (1): 44–48.

SFRAGULLA, J., D. JEREZ y A. BONALUMI, 1999. Mármoles y otras rocas carbonáticas de Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 271-295, Buenos Aires.

SGROSSO, P., 1943. Los yacimientos de cromita de Córdoba. Mina El Cromo. Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe inédito.

SIEGESMUND, S., A. STEENKEN, M. LÓPEZ DE LUCHI, K. WEMMER, A. HOFFMANN y S. MOSCH, 2004. The Las Chacras-Potrerillos batholith (Pampean Ranges, Argentina): structural evidences, emplacement and timing of the intrusion. International Journal of Earth Sciences 93(1): 23-43.

SIEGESMUND S., A. STEENKEN, R.D. MARTINO, K. WEMMER, M.G. LÓPEZ DE LUCHI, R. FREI, S. PRESNYAKOV y A. GUERESCHI, 2009. Time constraints on the tectonic evolution of Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). International Journal of Earth Sciences 99: 1199-1226

SIMS, J., P. STUART-SMITH, P. LYONS y R. SKIRROW, 1997. Informe Geológico y Metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 28: 148 p., Buenos Aires.

SIMS, J., T. IRELAND, A. CAMACHO, P. LYONS, P. PIETERS, R. SKIRROW, P. STUART SMITH y R. MIRÓ, 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R. y C. Rapela (Eds): The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 142: 259-281. London.

SKIRROW, R. G. y J.P. SIMS, 1996. Mineral deposit styles and settings in the southern Sierras Pampeanas, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 137.

SMALLEY, R. Jr., J. PUJOL, M. REGNEIR, J.M. CHIU, J.L. CHATELAIN, B.L. ISACKS, M. ARAUJO y N. PUEBLA, 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behaviouor. Tectonics, 12, 63-76.

SOSA, G.M., 1990. Pegmatitas portadoras de estaño de la Provincia de San Luis, su geología, mineralogía y génesis. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Luis. Inédito.

SOSA, M., 2001. Geología y caracterización evolutiva del distrito cromífero Cerro San Lorenzo, provincia de Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 74 p., Buenos Aires.

SPALLETTI, L.A., 1999. Cuencas triásicas del oeste argentino: origen y evolución. Acta Geológica Hispánica, 32 (1-2): 29-50.

SRUOGA, P., N. URBINA y L. MALVICINI, 1996. El volcanismo Terciario y los depósitos hidrotermales (Au, Cu) asociados en La Carolina y Diente Verde, San Luis, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino, 1: 89-100.

STEENKEN, A., M.G. LÓPEZ DE LUCHI, S. SIEGESMUND, R. WEMMER y S. PAWLIG, 2004. Crustal provenance and cooling of the basement complexes of the Sierra de San Luis: An insight into the tectonic history of the proto-Andean margin of Gondwana. Gondwana Research 7, 1171–1195.

STEENKEN, A., M.G. LÓPEZ DE LUCHI, R.D. MARTINO, S. SIEGESMUND y K. WEMMER, 2005. SHRIMP dating of the El Peñón granite: a timemarker at the turning point between the Pampean and Famatinian cycles within the Conlara Metamorphic Complex (Sierra de San Luis;Argentina).16º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 889–896.

STEENKEN, A., S. SIEGESMUND, M.G. LÓPEZ DE LUCHI, R. FREI y K. WEMMER, 2006. Neoproterozoic to Early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). Journal Geological Society of London. 163: 965- 982.

STEENKEN, A., R.D. MARTINO, K. WEMMER, M. DROBE, M.G. LÓPEZ DE LUCHI y S. SIEGESMUND, 2007. Differential cooling and uplift of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). 5º Congreso Geológico Uruguayo, Montevideo (CD- Edition)

STEENKEN, A., S. SIEGESMUND, K. WEMMER y M. G. LÓPEZ DE LUCHI, 2008. Time constraints on the Famatinian and Achalian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of South American Earth Sciences 25: 336–358

STIPANICIC, P.N. y E. LINARES, 1969. Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 47: 51- 96, Córdoba.

STOLL, W., 1963. Los yacimientos de scheelita de Cerro Los Cocos, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 18(3-4):116-120.

STUART-SMITH, P.G., R. MIRÓ , J.P. SIMS, P.E. PIETERS, P. LYONS, A. CAMACHO, R. SKIRROW y L.P. BLACK, 1999. Uranium–lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. In: Ramos, V.A., J.D. Keppie, (Eds.), Laurentia– Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America, Special Paper 336: 87-114.

SUÁREZ FUNES, L.N., 2007.Geología y metalogénesis del sector suroeste del Cerro Diente Verde, San Luis, Argentina.Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 80 p.

TAPIA, A. y R. RIGAL, 1933. Geología del Paso de las Carretas y sus alrededores. Relacionada con la construcción de un dique de embalse. Dirección de Minería y Geología, Boletín 37:5-56.

TIBALDI, A. M., J. E. OTAMENDI y A. H. DEMICHELIS, 2007. Evolución metamórfica de granulitas piroxénicas asociadas a los complejos máficos Sol de Mayo y Suya Taco, norte de la sierra de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (2): 175-186.

TOSELLI, A., ROSSI DE TOSELLI, J. y TOSELLI, G., 1977. El gabro coronítico del cerro San Lorenzo, Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32(3): 161- 175. Buenos Aires.

TOSELLI, A.J., L. DALLA SALDA y R. CAMINOS, 1992. Evolución metamórfica del Paleozoico Inferior de Argentina. En: J.G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds), Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura, p. 379-309.

ULACCO, H., 1992. Características geológicas, estructurales y metalogénesis del distrito plumbo cincífero Las Aguadas, provincia de San Luis. 1a Reunión de Mineralogía y Metalogénesis. La Plata. Actas 1: 333- 346.

ULACCO, H., 1999. Los depósitos de plomo- cinc del distrito Las Aguadas, San Luis. En: Zappettini, E. (Ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 275-683, Buenos Aires.

ULACCO, H. y G. RAMOS, 2001. Geología, geoquímica y geocronología del granito Los Alanices, San Luis, Argentina. 4º Congreso Geológico Minero de la Sociedad Cubana de Geología, La Habana. Actas en CDROM.

URBINA, N.E., 2002. K-Ar Geochronology of the San Luis Gold Belt, Central Argentina: A review. 5th International Symposium on Andean Geodynamics. Universite Paul Sabatier, Tolouse, Francia. Extended Abstracts: 657-660.

URBINA, N.E., 2005. New insights into the timing of gold systems in the Tertiary metallogenic belt of San Luis, Argentina. 6º International Symposium on Andean Geodynamics, Actas: 752-755, Barcelona.

URBINA, N.E. y F.P. OGGIER, 2001. New K-Ar ages of volcanic rocks and associated mineralization in Cañada Honda district, San Luis, Argentina. 3º South American Symposium on Isotope Geology, Cd-edition: 539-542, Sociedad Geológica de Chile, Pucón.

URBINA, N.E. y P. SRUOGA, 2008. K-Ar mineral age constraints on the Diente Verde porphyry deposit formation, San Luis, Argentina. 6º South American Symposium on Isotope Geology. (Bariloche) .Extended Abstracts 37: 4 , Buenos Aires.

URBINA, N. y P. SRUOGA, 2009. La faja metalogenética de San Luis, Sierras Pampeanas: mineralización y geocronología en el contexto metalogenético regional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (4): 635 – 645.

URBINA, N., P. SRUOGA y L. MALVICINI, 1995. El volcanismo Mioceno y la mineralización aurífera asociada en La Carolina y Diente Verde, Provincia de San Luis, Argentina, 9º Congreso Latinoamericano de Geología, CD-ROM: 1-13. Caracas, Venezuela.

URBINA, N.E., P. SRUOGA y L. MALVICINI, 1997. LateTertiary Gold-Bearing Volcanic Belt in the Sierras Pampeanas of San Luis, Argentina. International Geology Review 39:287-306.

VALVANO, J. A., 1949. Informe sobre el depósito uranífero de Santa Rosa, prov. de San Luis. Dirección General de Industria y Minería. Inédito. Buenos Aires.

VARAS, R., 1992. Estudio petro mineralógico del stock granítico Loma de La Población, Dpto San Javier, pcia. de Córdoba. Trabajo final Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 36 p. Inédito.

VARAS, R., A. KIRSCHBAUM y J. SFRAGULLA, 1997. Petrografía y geoquímica del plutón Loma de La Población, sierras de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52(1): 33-40.

VÁZQUEZ, S., 2007. Geología y metalogénesis del sector NE del Cerro Diente Verde y mineralizaciones asociadas, Cañada Honda, San Luis, Argentina.Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 93 p.

VIGNETTA, H.A., 1982. Estudios de la veta de plomo, mina Euca, distrito Las Aguadas. Departamento San Martín, provincia de San Luis. Universidad Nacional de San Luis, Trabajo final de licenciatura. Inédito.

VILLAGRA, M. H., 1949. Valorización económica de la mina El Cromo, San Bartolomé, Río Cuarto. Ministe-

rio de Obras Públicas, Dirección de Minería y Geología. Publicación 13. Córdoba.

VILLAR, L., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas, tipos de ultramáficas, metalogenia. 4º Congreso Geológico Chileno. 4: 610-633. Antofagasta.

VILLAR, L., J.C. CANDIANI, R. MIRÓ y S. SEGAL, 1993. El gabro estratificado del Cerro San Lorenzo, Departamento Calamuchita, Córdoba: Su interés económico. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 175-181. Buienos Aires.

VILLAR, L., S. SEGAL y N. PAGE, 1995. Cromititas de la ofiolita de la Sierra Grande de Córdoba, Argentina. 1º Congreso Geológico Cubano, Actas, p.5. Cuba.

VIÑAS, N. y J. GAIERO, 1990. Exploración subprofunda mediante sondeos y laboreos mineros en la anomalía norte, yacimiento Rodeo de Los Molles. Michelotti e Hijos SRL. Informe inédito. 13 p.

VON GOSEN, W., 1998 a. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas/ Argentina). Structural and metamorphic relations. Journal of South American Earth Sciences, 11 (1): 79-109.

VON GOSEN, W., 1998 b. Transpressive deformation in the southwestern part of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 11 (3): 233-264.

VON GOSEN, W. y C. PROZZI, 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierras de San Luis, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 301-314, Buenos Aires.

VON GOSEN, W. y C. PROZZI, 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean Margin of Gondwana. In: Pankhurst, R. y C. Rapela (Eds): The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publication, 142: 235-258, London.

VON GOSEN, W., W. LOSKE y C. PROZZI, 2002. New isotopic dating of intrusive rocks in the Sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history of the Eastern Sierras Pampeanas. Journal of South American Earth Sciences 15: 237-250.

WAGNER MANSLAU, A., 1988. Estudio geológico estructural del Valle de Calamuchita entre Villa General Belgrano y Santa Rosa de Calamuchita, prov. de Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad de Buenos Aires.

WHITMEYER, S.J. y C. SIMPSON, 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. Journal of Structural Geology 25: 909-922.

WHITMEYER, S.J. y C. SIMPSON, 2004. Regional deformation of the Sierra de San Luis, Argentina: Implications for the Paleozoic development of western Gondwana. Tectonics 23: 1005.

WILLNER, A.P. y H. MILLER, 1986. Structural division and evolution of the lower Paleozoic basement in the NW Argentine Andes. Zentralblat fur Geologie und Paläontologie, I, 1245-1255.

ZÁRATE, M.A., 1989. Estratigrafía y Geología del Cenozoico tardío aflorantes en los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlosy el Arroyo Chapadmalal, Partido de General Pueyredón Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata .556 (inédita), 220 p., La Plata.

ZARCO, J., 1989. Reconocimiento de paleoestructuras en el yacimiento La Estela. Comisión Nacional de Energía Atómica. Inédito.

ZARCO, J., 2006. Geología estructural y petrología del complejo granítico peraluminoso de Achala en relación con la génesis y localización de mineralizaciones de uranio (sierras Pampenas- Argentina). Tesis doctoral. Universidad Nacional de Salta, 94 p. Inédito.

ZARDINI, R., 1966. Composición, estructura y origen del plutón de la Pampa del Tamboreo (provincia de San Luis). Acta Geológica Lilloana, 8: 50-73.

Finalizado: mayo 2010
Revisión: abril 2012
Validado: mayo 2013

Recursos Minerales de la Hoja 3366-II Villa de Merlo										
ID	SUSTANCIA	NOMBRE	LAT	LON	LOCALIDAD	LITOLOGIA	UNIDAD	EDAD	MINERALOGIA	LABORES
1	Cr	Athos Pampa Laura	-32.0028699º	-64.7309230º	Yacanto de Calamuchita	Ultrabásicas	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Cromita, magnetita, hematita, ilmenita y calcopirita	Cielo abierto
2	Gr	Suya Taco	-32.0153064º	-64.7003846º	Yacanto de Calamuchita	Gabros	Complejo Comechin-gones	Cámbrico		Canteras
3	Gr	Champaqui Y Algarrobo	-32.0333499º	-64.6161789º	Calamuchita	Gabro	Complejo Comechin-gones	Cámbrico		Canteras
4	Gr	Canteras Bianco	-32.0400089º	-64.6142679º	Calamuchita	Gabro	Complejo Comechin-gones	Cámbrico		Canteras
5	Gr	Magdalena Victoria	-32.0417519º	-64.7268049º	Yacanto de Calamuchita	Kinzigita	Complejo Comechin-gones	Cámbrico		
6	Cu	Co Azul	-32.0493681º	-64.7005551º	Yacanto de Calamuchita	Mármol	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Calcosina, covelina, malaquita, azurita	Manifestación
7	Mbl	Co Azul	-32.0521902º	-64.7026993º	Yacanto de Calamuchita	Mármol	Complejo Comechin-gones	Cámbrico		Canteras
8	Qz Fel	Noris	-32.0537109º	-65.0245679º	La Población	Pegmatita	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Cuarzo, feldesptato	Canteras
9	Li	La Juana	-32.0550931º	-65.0293650º	La Población	Pegmatita	Complejo Granítico de Achala	Devónico	clevelandita, lepidolita, topacio	Canteras
10	Mica	Lourdes	-32.0732979º	-64.9372010º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
11	Qz	La Lomita	-32.0872134º	-65.0268162º	Luyaba	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato	Canteras
12	Be Qz Fel Mica	Aida	-32.1086799º	-64.8581810º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
13	Mica	Cerro Blanco	-32.1119729º	-64.9254169º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
14	Mica	La Tera	-32.1283399º	-64.5739530º	Amboy	Pegmatita	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Cuarzo, muscovita	Canteras
15	Be Fel Qz	1ro De Julio	-32.1430539º	-64.9784789º	Luyaba	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, berilo	Canteras
16	Qz	2 De Abril	-32.1431359º	-64.9865219º	Luyaba	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato	Canteras
17	Be	Eduardo	-32.1587669º	-64.8628569º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías

18	Be	Julio César	-32.1612369º	-64.8626990º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
19	Be	Neldita	-32.1663929º	-64.8585210º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
20	Be	La Magdalena, Victoria	-32.1691599º	-64.8653780º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
21	Li	La Totora	-32.1863114º	-65.4021592º	El Chañar	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Espodumeno	Rajos
22	Fe	Los Guanacos Oeste	-32.1877469º	-64.7336650º	Yacanto de Calamuchita	Ultrabásicas	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Cromita, magnetita, hematita, ilmenita y calcopirita	Cielo abierto
23	Fe	Los Guanacos	-32.1912149º	-64.7198319º	Yacanto de Calamuchita	Ultrabásicas	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Cromita, magnetita, hematita, ilmenita y calcopirita	Cielo abierto
24	Fe	Pertenencia Los Guanacos	-32.1947559º	-64.7134200º	Yacanto de Calamuchita	Ultrabásicas	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Cromita, magnetita, hematita, ilmenita y calcopirita	Cielo abierto
25	Li	Doña Julia	-32.2121261º	-65.4299602º	El Chañar	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Espodumeno	Rajos
26	W	La Julia	-32.2416509º	-65.4357600º	Santa Rosa de Conlara	Gneis, esquisto	Complejo Conlara	Orodvícico	Wolframita	Rajos y piques
27	Pb Zn Ag Cu	SN	-32.2686669º	-65.6936990º	El Talita	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerías
28	Mica	Los Dos Hermanos	-32.2746759º	-64.8672499º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
29	Pb Zn Ag Cu	SN	-32.2772569º	-65.7077709º	El Talita	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerías
30	Pb Zn Ag Cu	Las Cienaguitas	-32.2818479º	-65.5575830º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerías
31	Laja	Bajo de Véliz	-32.2851482º	-65.4067407º	Bajo de Véliz	Lutitas	Fm Bajo de Véliz	Carbonífero		Cantera
32	Aridos	SN	-32.2883458º	-65.8443966º	Ea Santa Catali-na	Gravas y arenas	Dep de Pie de Monte	Cuaternario		Canteras
33	W	SN	-32.2936349º	-65.8195750º	San Antonio	Granito	Granito Hornillo	Devónico	Wolframita	Manifestación
34	Pb Zn Ag Cu	SN	-32.2939049º	-65.5806929º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	Esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerías
35	Col Tan Mica	La Ona	-32.2943739º	-64.9097559º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías

36	Verm	Los Penachos Blancos	-32.2996169º	-64.6524899º	Ao San Antonio	Gneises	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Vermiculita	Canteras
37	Col Tan Mica	Angel	-32.3048589º	-64.9147050º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
38	W	San Benito	-32.3059849º	-65.2568309º	Sta Rosa de Conlara	Esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Wolframita y sheelita	Rajos
39	Pb Zn Ag Cu	El Tala	-32.3076369º	-65.4461459º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerias
40	Pb Zn Ag Cu	SN	-32.3083249º	-65.5443570º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerias
41	Qz	Blanca Rosa	-32.3102209º	-65.0098199º	Luyaba	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato	Canteras
42	Verm	Tigre Muerto	-32.3154079º	-64.6119080º	Ao San Antonio	Gneises	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Vermiculita	Canteras
43	Pb Zn Ag Cu	El Cerrito	-32.3221499º	-65.5835860º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerias
44	Cu	La Estrella o Estrella Gaucha	-32.3224199º	-64.5217514º	Cañada de Alvarez	Anfíbolita	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Pirita, calcopirita ox de Cu	Exploración
45	Fe Cr Verm	Arbol Seco	-32.3300159º	-64.5479679º	Cañada de Alvarez	Ultrabásicas	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Cromita, magnetita, hematita, ilmenita y calcopirita	Cielo abierto
46	W	SN	-32.3310799º	-65.7939900º	El Zapallar	Granito	Granito Telarillo	Devónico	Wolframita	Manifestación
47	Pb Zn Ag Cu	Las Perdices	-32.3311419º	-65.4569379º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerias
48	U	SN	-32.3361586º	-65.2379320º	Santa Rosa	Calcrete	Fm Paso de Las Carre-tas	Neógeno	Oxidos de uranio	Manifestación
49	Caliza	SN	-32.3400497º	-65.2300398º	Santa Rosa Conlara	Calcrete	Fm Paso de Las Carre-tas	Neógeno		Cantera
50	W	SN	-32.3418629º	-65.6902320º	San Antonio	Granito	Granito Hornillo	Devónico	Wolframita	Manifestación
51	Pb Zn Ag Cu	SN	-32.3477289º	-65.5572630º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerias
52	W	Los Piquillines	-32.3480555º	-65.7516666º	Pto Ponce	Granito	Plutón El Hornito	Devónico	Sheelita. en vn de qz Kfs y tourm	Rajos y piques
53	Pb Zn Ag Cu	Piedras Bayas	-32.3486869º	-65.4418649º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerias
54	Qz	Puerta Verde	-32.3525789º	-64.9077090º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías

55	Pb Zn Ag Cu	La Euca	-32.3544549º	-65.4917299º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerías
56	Pb Zn Ag Cu	La Fortuna	-32.3552319º	-65.4725740º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerías
57	Pb Zn Ag Cu	La Nelly	-32.3622059º	-65.5380380º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerías
58	Pb Zn Ag Cu	SN	-32.3628639º	-65.4563999º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerías
59	W	SN	-32.3737659º	-65.8308860º	San Martín	Esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Wolframita	Manifestación
60	W	SN	-32.3769889º	-65.7189619º	San Martín	Esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Wolframita	Manifestación
61	Mbl	San Carlos	-32.3776104º	-64.9735808º	Merlo	Mármol	Complejo Conlara	Ordovícico		Canteras
62	Qz	Otto Vii	-32.3797109º	-64.8688319º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
63	Mbl	Cañada De Alvarez	-32.3820754º	-64.5389326º	Cañada De Alvarez	Mármol	Complejo Comechin-gones	Cámbrico		Canteras
64	Qz	Otto Vi	-32.3845079º	-64.8528320º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
65	Cu	Achalay, Maero, Oñate	-32.3859744º	-64.5322158º	Cañada de Alvarez	Mármol	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Calcosina, covelina, malaquita, azurita	Manifestación
66	Fl	SN	-32.3891499º	-65.8187559º	Potrero de las Mulas	Gneis	Complejo Pringles	Ordovícico	Fluorita	Manifestación
67	Qz	Otto Iii	-32.3893819º	-64.8106349º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
68	W	La Beatriz	-32.3923709º	-65.2652069º	Santa Rosa de Conlara	Gneis, esquisto	Complejo Conlara	Orodvícico	Wolframita	Rajos y piques
69	Qz	Otto X	-32.3929559º	-64.8828650º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
70	Qz	Otto Xiii	-32.3942829º	-64.9026160º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
71	W	SN	-32.3958209º	-65.7229380º	San Martín	Esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Wolframita	Manifestación
72	TR U Th	Rodeo De Los Molles	-32.3966154º	-65.7638157º	San Martín	Granito	Batolito Las Chacras	Carbonífero	Britholita, bastnaesita, uranotorita	Sondeos de exploración
73	Qz	Manifestación	-32.3977090º	-64.9247336º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías

74	Fl	SN	-32.3985279º	-65.7965510º	Potrero de las Mulas	Gneis	Complejo Pringles	Ordovícico	Fluorita	Manifestación
75	Pb Zn Ag Cu	La Sala	-32.4013759º	-65.5015059º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerias
76	Qz	Otto Ix	-32.4020359º	-64.8707540º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
77	Qz	Corazon De Jesus	-32.4030279º	-64.7939069º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
78	Qz	Otto Viii	-32.4032069º	-64.8487480º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
79	Fl	San Cayetano	-32.4111829º	-64.9070029º	Yacanto de Calamuchita	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y gale-rías
80	Pb Zn Ag Cu	San Fernando	-32.4119619º	-65.4767519º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerias
81	Pb Zn Ag Cu	El Salado	-32.4207009º	-65.4514830º	Las Aguadas	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerias
82	W	Progreso	-32.4244169º	-64.8738869º	Rio de Los Sau-ces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Wolframita	Subterránea y a cielo abierto
83	Qz	Otto Xi	-32.4271149º	-64.8842189º	Co Áspero	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo	Canteras
84	Qz	Otto Xii	-32.4271149º	-64.8842189º	Co Áspero	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo	Canteras
85	W	Cerro Áspero	-32.4273599º	-64.8744130º	Rio de Los Sau-ces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico		Subterránea y a cielo abierto
86	Cr	12 de Noviembre	-32.4276232º	-64.6050028º	Rio de Los Sau-ces	Ultrabásicas	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Cromita, magnetita, hematita, ilmenita y calcopirita	Cielo abierto
87	Qz	Electra	-32.4378019º	-64.9196540º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
88	Qz	Maria Teresa	-32.4399039º	-64.8917710º	Yacanto de Calamuchita	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, feldespato, mica, berilo	Canteras y galerías
89	W	Rodeo Lindo	-32.4409649º	-64.8166720º	Rio de Los Sau-ces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Wolframita	Subterránea y a cielo abierto
90	Cr	Resistencia Y Destino	-32.4410265º	-64.5692256º	Rio de Los Sau-ces	Ultrabásicas	Complejo Comechin-gones	Cámbrico	Cromita, magnetita, hematita, ilmenita y calcopirita	Cielo abierto

91	Cr	El Cromo	-32.4478679º	-64.6235660º	Rio de Los Sauces	Ultrabásicas	Complejo Comechingones	Cámbrico	Cromita, magnetita, hematita, ilmenita y calcopirita	Cielo abierto
92	W	N·mero Cinco	-32.4525259º	-64.8722820º	Rio de Los Sauces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Wolframita	Subterránea y a cielo abierto
93	W	La Leona	-32.4547809º	-64.8416059º	Rio de Los Sauces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Wolframita	Subterránea y a cielo abierto
94	W	Paz	-32.4574269º	-64.8351910º	Rio de Los Sauces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Wolframita	Subterránea y a cielo abierto
95	W	San Virgilio	-32.4599369º	-64.8394569º	Rio de Los Sauces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico		Subterránea y a cielo abierto
96	W	Pilcada	-32.4613529º	-64.8536840º	Rio de Los Sauces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Wolframita	Subterránea y a cielo abierto
97	W	Fischer 3	-32.4617459º	-64.8149279º	Rio de Los Sauces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Wolframita	Subterránea y a cielo abierto
98	W	Pródiga	-32.4619939º	-64.8415130º	Rio de Los Sauces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Wolframita	Subterránea y a cielo abierto
99	W	SN	-32.4634069º	-65.7197029º	San Martín	Esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Wolframita	Manifestación
100	Mbl	Distrito Rio de Los Sauces	-32.4655043º	-64.6590934º	Rio de Los Sauces	Mármol	Complejo Comechingones	Cámbrico		Canteras
101	W	Fisher	-32.4733159º	-64.8135200º	Rio de Los Sauces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Wolframita	Subterránea y a cielo abierto
102	W	Los Avestruces	-32.4752971º	-65.6986465º	San Martín	Esuistos y Lamprófiros	Complejo Conlara	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
103	W	San Miguel	-32.4789499º	-65.3560580º	Santa Rosa de Conlara	Gneis, esquisto	Complejo Conlara	Orodvícico	Wolframita	Rajos y piques
104	W	La Aspereza	-32.4893194º	-65.6860679º	Va Praga	Gneis y esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
105	W	Cerrito Blanco	-32.4930173º	-65.6638920º	San Martín	Gneis y esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Scheelita	Rajos y piques
106	Mbl	Las Cortaderas	-32.4937037º	-64.9679525º	Las Cortaderas	Mármol	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico		
107	Mo	La Visionaria	-32.5006449º	-64.8169499º	Rio de Los Sauces	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Molibdenita	Exploración
108	Fl	San Guillermo	-32.5015429º	-64.8092080º	Rio de Los Sauces	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y galerías
109	Pb Zn Ag Cu	Los Alanices 1	-32.5026409º	-65.4298090º	Los Alanices	Granito	Granito Los Alanices	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerias

110	Fl	Los Cerros Negros	-32.5034459º	-64.7931119º	Rio de Los Sauces	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y galerías
111	Fl	31 De Julio De 1896	-32.5114009º	-64.7866136º	Rio de Los Sauces	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y galerías
112	Pb Zn Ag Cu	SN	-32.5185679º	-65.5609870º	Guanaco Pampa	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerías
113	W	El Peñon	-32.5218199º	-65.3287020º	El Peñón	Granito	Granito El Peñón	Ordovícico	Wolframita	
114	Pb Zn Ag Cu	Los Alanices 2	-32.5265439º	-65.4039420º	Los Alanices	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	esfalerita, galena, pirita, calcopirita, marcasita	Piques y galerías
115	W	Distrito Va Praga	-32.5328308º	-65.6609683º	Va Praga	Mármol y pegmatitas	Complejo Conlara	Ordovícico	Scheelita	Canteras
116	Fl	San Cayetano	-32.5360658º	-64.7730388º	Rio de Los Sauces	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y galerías
117	Arcilla	San Miguel	-32.5391591º	-64.9746447º	San Miguel	Bancos Arcillosos	Dep de Pie de Monte	Cuaternario		Canteras
118	W	SN	-32.5480119º	-65.6780239º	Va Praga	Esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Wolframita	Manifestación
119	Fl	La Italo	-32.5681348º	-64.9139728º	Va Larca	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y galerías
120	Fl	Francisco	-32.5732899º	-64.7642989º	Alpa Corral	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y piques
121	Fl	La Bubu	-32.5737678º	-64.9206351º	Va Larca	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y galerías
122	W	Los Condores	-32.5748199º	-65.3202240º	Sta Rosa de Conlara	Esquistos y gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	Wolframita y sheelita	Subterránea
123	Fl	Santa María	-32.5792872º	-64.7633298º	Alpa Corral	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y piques
124	Fl	San Basilio	-32.5857285º	-64.7614117º	Alpa Corral	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y piques
125	U FL	La Estela	-32.5869925º	-64.9337776º	Va Larca	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	pechblenda, pirita y calcopirita, uranofano-autunita	Subterráneo y a cielo abierto
126	W	SN	-32.6121239º	-65.6565660º	Va Praga	Esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Wolframita	Manifestación
127	Arcilla	Barranca de Calvario	-32.6134166º	-64.9748333º	Va Larca	Bancos arcillosos	Dep de Pie de Monte	Cuaternario		Canteras
128	Fl	Confianza	-32.6281854º	-64.7713434º	Alpa Corral	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y piques
129	Fl	Ubaldina	-32.6284846º	-64.9079805º	Va Larca	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y galerías
130	Fl	Don Miguel	-32.6331062º	-64.9193551º	Va Larca	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y piques
131	Fl	Doña Laura	-32.6353201º	-64.7729287º	Alpa Corral	Granito	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y piques
132	Fl	La Saida	-32.6447309º	-64.7547974º	Alpa Corral	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y galerías
133	Fl	La Cabecita	-32.6513699º	-64.9489373º	Va Larca	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y gale-

										rías
134	Gr	Potrerillos	-32.6650790º	-65.6859139º	Potrerillos	Granito	Batolito Las Chacras	Devónico		Canteras
135	Be Fel Qz	San Luis	-32.6672399º	-65.8354449º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
136	Be	La Altanera	-32.6693679º	-65.8619470º	El Rincón	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	
137	W	Los Pozos	-32.6714699º	-65.6601509º	Potrerillos	Granito	Batolito Las Chacras	Devónico	Wolframita	
138	Qz	Rita	-32.6799229º	-64.7597549º	Alpa Corral	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Orodovícico	Cuarzo	Canteras
139	W	Santa Pabla	-32.6832689º	-65.7821439º	El Rincón	Pegmatita, esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Wolframita	
140	W	SN	-32.6841589º	-65.7240740º	Potrerillos	Granito	Batolito Las Chacras	Devónico	Wolframita	Manifestación
141	Be	La Nueva Pompeya	-32.6945699º	-65.7701439º	El Rincón	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	
142	Fl	Carlos	-32.6967858º	-64.7656408º	Alpa Corral	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y galerías
143	Be	San Antonio	-32.7096709º	-65.5854380º	El Rincón	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	
144	Be Mica	Los Dos Amigos	-32.7138729º	-65.3528300º	Tilisarao	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, cuarzo	
145	Be	La Alicia	-32.7176689º	-65.9650510º	El Rincón	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	
146	Be	San Pedro	-32.7199699º	-65.8010449º	El Rincón	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	
147	Fl	SN	-32.7224529º	-65.6419740º	Potrerillos	Granito	Batolito Las Chacras	Devónico	Fluorita	Manifestación
148	Arcilla	El Recuerdo	-32.7230499º	-64.9755399º	Papagallos	Granito	Granito Uspara	Devónico	Illita, esmectita	Canteras
149	Be Mica	La Caserita	-32.7239239º	-65.1285329º	Tilisarao	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, cuarzo	
150	W	Piedras Coloradas	-32.7250019º	-65.6522799º	Potrerillos	Granito	Batolito Las Chacras	Devónico	Wolframita	Manifestación
151	Be Mica	Don Arturo	-32.7312709º	-65.6619410º	El Rincón	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	
152	Gr	Renca	-32.7338406º	-65.5327111º	Renca	Granito	Batolito de Renca	Devónico		Canteras
153	Fl	El Pantanillo	-32.7341009º	-64.7553570º	Alpa Corral	Veta hidrotermal	Complejo Co Áspero	Devónico	Fluorita	Rajos y galerías
154	W	Obec	-32.7348759º	-64.8675129º	Las Albahacas	Gneises y milonitas	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Wolframita	Manifestación
155	Be Fel Qz	Santa Barbara	-32.7395729º	-65.3838309º	Renca	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, cuarzo	
156	Qz	La Cuchilla	-32.7406699º	-64.7911719º	Alpa Corral	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Orodovícico	Cuarzo	Canteras
157	Be	Gladiz Nilda	-32.7410699º	-65.9028490º	Ea Cerros Largos	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	
158	Be Mica	La Cordobesa	-32.7571729º	-65.3996319º	Renca	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, cuarzo	
159	W	La Aspereza	-32.7573729º	-65.3697310º	Renca	Esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
160	Be	San Antonio	-32.7695719º	-65.5765379º	Los Molles	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	

161	Be Mica	Alejandrina	-32.7705709º	-65.7258429º	El Rincón	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	
162	Au	Aluvion aurífero	-32.7729589º	-65.9430700º	Ea Cerros Largos	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
163	Qz	Doña Toni	-32.7773499º	-64.7563520º	Alpa Corral	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Orodovícico	Cuarzo	Canteras
164	Qz	La Lela	-32.7781059º	-64.7544100º	Alpa Corral	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Orodovícico	Cuarzo	Canteras
165	Au	Aluvion aurífero	-32.7783509º	-65.9266609º	Ea Cerros Largos	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
166	Be Mica	La Carmencita	-32.7851389º	-65.8432640º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
167	Au	Aluvion aurífero	-32.7919199º	-65.9959420º	Ea Cerros Largos	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
168	Be	San Ramon	-32.7935729º	-65.6114389º	Los Molles	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	
169	Be	Renquita (o Renquina)	-32.7980639º	-65.2274069º	Tilisarao	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, cuarzo	
170	Qz	El Gallego	-32.7987359º	-64.7736690º	Alpa Corral	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Orodovícico	Cuarzo	Canteras
171	Qz	Joaquin	-32.7996049º	-64.7721839º	Alpa Corral	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Orodovícico	Cuarzo	Canteras
172	Be Fel	Lomas Del Carrizal	-32.8010149º	-65.2033750º	Tilisarao	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, cuarzo	
173	Be	Caravan, San Antonio	-32.8022709º	-65.9101499º	Ea Cerros Largos	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	
174	Be	El Jazmin	-32.8027719º	-65.6674410º	El Rincón	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita	
175	Gr	Grt San Luis	-32.8046841º	-65.2426173º	Tilisarao	Granito	Granito Tilisarao	Devónico		
176	Qz	Enano	-32.8069529º	-64.7991040º	San Bartolomé	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo	Canteras
177	Qz	La Asturiana	-32.8080919º	-64.7752380º	Alpa Corral	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Orodovícico	Cuarzo	Canteras
178	Qz Mica	Coronel Peron	-32.8148219º	-64.7766299º	Alpa Corral	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Orodovícico	Cuarzo, muscovita	Canteras
179	Bi Be Fel Qz	La Esmeralda	-32.8179729º	-65.6136400º	Los Molles	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, feldespato	
180	Mica	La Esperanza	-32.8217679º	-64.8433789º	San Bartolomé	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo, muscovita	Canteras
181	Au	Eros	-32.8232399º	-65.9836140º	Ea Cerros Largos	Vetas hidrotermales	Complejo El Morro	Neógeno	oro, plata y sulfuros de metales base	
182	Qz	Los Mellizos	-32.8279279º	-64.8004770º	San Bartolomé	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo	Canteras
183	W	Santa Teresa	-32.8297769º	-65.0541210º	Va del Carmen	R calcosilicáticas	Complejo Conlara	Ordovícico	Scheelita	Rajos
184	Ag Pb Zn	Intihuasi	-32.8359709º	-65.9459509º	Ea Cerros Largos	Vetas hidrotermales	Complejo El Morro	Neógeno	oro, plata y sulfuros de metales base	
185	Cu Au Ag	Diente Verde	-32.8361359º	-66.0001329º	Ea Cerros Largos	Vetas hidrotermales	Complejo El Morro	Neógeno		
186	W	La Estanzuela	-32.8384769º	-65.0845020º	Va del Carmen	R calcosilicáticas	Complejo Conlara	Ordovícico	Scheelita	Rajos
187	Be	La Blanca	-32.8394719º	-65.8048469º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
188	Be	San Lino	-32.8440729º	-65.6848420º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita,	Canteras

									feldespato	
189	Be	La Marta	-32.8455739º	-65.6254400º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
190	Ag Pb Zn	Santa Barbara	-32.8460719º	-65.9249510º	Ea Cerros Largos	Gneises	Complejo Pringles	Ordovícico	Sulfuros Ag, Pb, Zn	Manifestación
191	Au	Los Quirquinchos	-32.8483209º	-65.9501630º	Ea Cerros Largos	Vetas hidrotermales	Complejo El Morro	Neógeno	oro, plata y sulfuros de metales base	
192	Qz	Juan Alberto	-32.8492119º	-64.7935259º	San Bartolomé	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo	Canteras
193	W	San Pedro	-32.8525769º	-65.0910409º	Va del Carmen	R calcosilicáticas	Complejo Conlara	Ordovícico	Scheelita	Rajos
194	Li	La Viquita	-32.8555069º	-65.1157730º	Va del Carmen	Pegmatita	Complejo Conlara	Orodovícico	Espodumeno, feldespato, mica, berilo	canteras
195	Be	Roma	-32.8562639º	-65.3863919º	Renca	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, cuarzo	
196	Au	Aluvion aurífero	-32.8591409º	-65.9639630º	Ea Cerros Largos	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
197	W	La Argentina	-32.8612139º	-65.4290950º	Renca	R calcosilicáticas	Complejo Conlara	Ordovícico	Sheelita	Expl cielo abierto
198	Au	Aluvion aurífero	-32.8633529º	-65.8885890º	Ea Cerros Largos	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
199	W	El Talar	-32.8652879º	-65.1346840º	Va del Carmen	R calcosilicáticas	Complejo Conlara	Ordovícico	Scheelita	Rajos
200	Be	La Primera	-32.8686739º	-65.6106399º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
201	Be	Las Palomas	-32.8724929º	-65.9116749º	Ea Cerros Largos	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, cuarzo	
202	Au	Aluvion aurífero	-32.8733329º	-65.9264199º	Ea Cerros Largos	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
203	Qz	Anibal	-32.8739609º	-64.8324449º	San Bartolomé	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo	Canteras
204	Be Mica	La Celia	-32.8741739º	-65.7123439º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
205	W	Joseina	-32.8743789º	-64.8945149º	Las Albahacas	Gneises y milonitas	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Wolframita	Manifestación
206	Be	La Modesta	-32.8751719º	-65.9051500º	Ea Cerros Largos	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
207	Be Mica Qz	La Negrita	-32.8753749º	-65.4305340º	Renca	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, cuarzo	
208	Qz	Carolina	-32.8767469º	-64.8095539º	San Bartolomé	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo	Canteras
209	W	Chañar Marcado	-32.8779369º	-65.4213149º	Renca	R calcosilicáticas	Complejo Conlara	Ordovícico	Sheelita	Expl cielo abierto
210	Au	Aluvion aurifero	-32.8787029º	-65.9070389º	Ea Cerros Largos	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
211	Qz	Ines Ana	-32.8787309º	-64.8228730º	San Bartolomé	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo	Canteras
212	W	Luisa	-32.8799769º	-65.1517240º	Va del Carmen	R calcosilicáticas	Complejo Conlara	Ordovícico	Scheelita	Rajos

213	Mbl	Co Moro	-32.8804781º	-64.9748764º	Ea Los Chañares	Mármol	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico		
214	W	San Felipe	-32.8838559º	-65.3961229º	Renca	R calcosilicáticas	Complejo Conlara	Ordovícico	Sheelita	Expl cielo abierto
215	Be	La Tinita	-32.8862719º	-65.9375520º	Ea Cerros Largos	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
216	Be Mica	Silgra	-32.8864649º	-65.5494380º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
217	Au	Aluvion Aurifero	-32.8875219º	-65.9102200º	Ea Cerros Largos	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
218	W	San Jose Del Paso Grande	-32.8879909º	-65.6577230º	Paso Grande	Esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Wolframita	
219	Be	Piedra Aguita	-32.8884779º	-65.1520740º	Va del Carmen	Pegmatita	Complejo Conlara	Orodovícico	Espodumeno, feldespato, mica, berilo	canteras
220	Au	La Negra	-32.8893029º	-65.9281009º	Ea Cerros Largos	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
221	Be	4 De Junio	-32.8938719º	-65.9368519º	Ea Cerros Largos	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
222	Pb Ag Zn	La Union	-32.8943879º	-64.7972179º	Las Albahacas	Gneises y milonitas	Cizalla Las Albahacas	Ordovícico	galena, calcopirita y pirita	Piques y rajos a cielo abierto
223	Be Mica	Los Quinteros	-32.8959739º	-65.7749460º	Paso Grande	Pegmatita	Diques pegmatita	Devónico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
224	Au	Aluvion Aurifero	-32.8961229º	-65.9086319º	Ea Cerros Largos	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
225	W	SN	-32.8974729º	-65.8651490º	Paso del Rey	Esquistos	Complejo Conlara	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
226	Ag Pb Zn	Santa Ana	-32.9036799º	-64.8412139º	Las Albahacas	Gneises y milonitas	Cizalla Las Albahacas	Ordovícico	galena, calcopirita y pirita	Piques y rajos a cielo abierto
227	Pb Ag Zn	Humberto Ii	-32.9037949º	-64.8408000º	Las Albahacas	Gneises y milonitas	Cizalla Las Albahacas	Ordovícico	galena, calcopirita y pirita	Piques y rajos a cielo abierto
228	Be	Paso Grande I	-32.9100739º	-65.6851430º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
229	Be	Cuarzilor Tercera	-32.9125459º	-65.4756460º	Tilisarao	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, cuarzo	
230	Au	Aluvion Aurifero	-32.9171329º	-65.8926999º	Paso del Rey	Arenas	Fm San Luis	Ordovícico	Oro	Canteras
231	Be	Paso Grande Ii	-32.9177749º	-65.6785429º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
232	Au	Aluvion Aurifero	-32.9180229º	-65.9108509º	Paso del Rey	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
233	Au	Aluvion Aurifero	-32.9181729º	-65.9974849º	Paso del Rey	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
234	Fl	La Casa De Piedra Rosada	-32.9211339º	-65.8908309º	Paso del Rey	Pegmatita	Fm San Luis	Ordovícico	Feldespato	Rajos
235	Ag Pb Zn	Clelia	-32.9232799º	-64.9351170º	Las Albahacas	Gneises y milonitas	Cizalla Las Albahacas	Ordovícico	galena, calcopirita y pirita	Piques y rajos a cielo abierto

236	Au	Aluvion Aurifero	-32.9232919º	-65.9945930º	Paso del Rey	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
237	W	La China	-32.9251039º	-65.8879890º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
238	Au	Aluvion Aurifero	-32.9275749º	-65.6860129º	Paso Grande	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
239	Be Mica	Santa Catalina	-32.9279229º	-65.9424129º	Paso del Rey	Pegmatita	Fm San Luis	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
240	W	Efinov	-32.9298919º	-65.9089509º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
241	Be Mica	Don Escudero	-32.9324749º	-65.6370419º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
242	Be	Don Bernando	-32.9326049º	-65.8844900º	Paso del Rey	Pegmatita	Fm San Luis	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
243	W	Buena Esperanza	-32.9328179º	-65.8911100º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
244	W	El Traguito	-32.9330129º	-65.9345920º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
245	W	Intiguasi	-32.9338529º	-65.9110320º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
246	W	La Higuera	-32.9357339º	-65.9404020º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
247	W Au	Yanquetruz	-32.9384729º	-65.9132820º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Wolframita	Rajos
248	W	San Manuel	-32.9416539º	-65.9498720º	Paso del Rey	Gneis	Complejo Pringles	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
249	Mbl	La Suiza?	-32.9429549º	-65.1390760º	Va del Carmen	Mármol	Complejo Conlara	Ordovícico		Canteras
250	W	La Susanita	-32.9431549º	-65.9183910º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
251	Ag Pb Zn	Cerros del Rosario	-32.9436749º	-65.6542420º	Paso Grande	Vetas hidrotermales	Complejo El Morro	Neógeno	oro, plata y sulfuros de metales base	
252	Piedra Laja	SN	-32.9446037º	-65.9165078º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico		Canteras
253	Trv	Santa Isabel	-32.9459949º	-65.8095894º	Paso Grande	Piroclastos y travertinos	Complejo Cerro Moro	Plioceno- Pleistoceno	Travertino, Onix calcáreo, aragonita	Canteras
254	Au	Aluvion Aurifero	-32.9468849º	-65.8975320º	Paso del Rey	Arenas	Dep Fluviales	Cuaternario	Oro	Canteras
255	W Au	Atahualpa	-32.9475739º	-65.9174899º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Wolframita	Rajos
256	W	El Sol	-32.9484549º	-65.9041900º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
257	W Au	El Bochita	-32.9503439º	-65.9271130º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Wolframita	Rajos
258	Be	Ranquel	-32.9527739º	-65.9508529º	Paso del Rey	Pegmatita	Fm San Luis	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
259	Mbl	Minera Luján.	-32.9532469º	-65.2191310º	Va del Carmen	Mármol	Complejo Conlara	Ordovícico		Canteras.
260	W Au	La Lalita	-32.9545349º	-65.9259019º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Wolframita	Rajos
261	Be	Beatriz	-32.9573559º	-65.6263920º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras

262	Li	El Cabro	-32.9596589º	-65.2165270º	Va del Carmen	Pegmatita	Complejo Conlara	Orodovícico	Espodumeno, feldespa-to, mica, berilo	canteras
263	W	Aurelia	-32.9598349º	-65.9236910º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
264	W	Pochita	-32.9617129º	-65.9684029º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
265	W	San Cayetano	-32.9639739º	-65.9589530º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
266	Nb Ta	Independencia Argentina	-32.9644729º	-65.9940540º	Paso del Rey	Pegmatita	Complejo Pringles	Ordovícico		
267	Be	Alejandro Luis	-32.9666589º	-65.2307480º	Va del Carmen	Pegmatita	Complejo Conlara	Orodovícico	Espodumeno, feldespa-to, mica, berilo	canteras
268	Be Nb Ta	Mina Rona	-32.9667689º	-65.1467349º	Va del Carmen	Pegmatita	Complejo Conlara	Orodovícico	Espodumeno, feldespa-to, mica, berilo	canteras
269	Be W Au	El Duraznito	-32.9699929º	-65.9055820º	Paso del Rey	Pegmatita	Fm San Luis	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
270	Ag Pb Zn	El Paraiso ?	-32.9706749º	-65.7484460º	Paso Grande	Gneises	Complejo Conlara	Ordovícico	Sulfuros Ag, Pb, Zn	Manifestación
271	Qz	La Tranquera	-32.9717299º	-64.8755499º	Ea Los Chañares	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo	Canteras
272	Qz	Abortura	-32.9718069º	-64.8841060º	Ea Los Chañares	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo	Canteras
273	Nb Ta	SN	-32.9723739º	-65.9942539º	Paso del Rey	Pegmatita	Complejo Pringles	Ordovícico		
274	W	La Rioja	-32.9738069º	-65.9813730º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
275	W	Clyde	-32.9740429º	-65.9722569º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
276	Au	Las Higueras	-32.9762749º	-65.7769469º	Paso Grande	Arenas	Dep Fluviales	Cuatemario	Oro	Canteras
277	W	Almirante Brown	-32.9786129º	-65.9678539º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
278	W	Seis De Setiembre	-32.9832239º	-65.9737650º	Paso del Rey	Filita	Fm San Luis	Ordovícico	Sheelita	Rajos y piques
279	Be Mica	Casas Viejas	-32.9858949º	-65.7011940º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
280	Be Mica	La Realidad	-32.9956069º	-65.7343460º	Paso Grande	Pegmatita	Complejo Conlara	Ordovícico	Berilo, muscovita, feldespato	Canteras
281	Qz	Humberto	-32.9968359º	-64.8602520º	Ea Los Chañares	Pegmatita	Cizalla Tres Arboles	Ordovícico	Cuarzo	Canteras