

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

Hoja Geológica 3366-III

San Luis

Provincias de San Luis y Mendoza

MEMORIA PRELIMINAR

Edición preliminar, sujeta a revisiones y correcciones parciales

Geología

COSTA C. H., C. E. GARDINI, J. O. CHIESA, A. E. ORTIZ SUÁREZ,
G. E. OJEDA, D. L. RIVAROLA, G. C. TOGNETTI, E. N. STRASSER,
A. O. CARUGNO DURÁN, P. N. MORLA, P. G. GUERSTEIN, D. A.
SALES y H. M. VINCIGUERRA

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

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

Boletín Nº 293
Buenos Aires - 2001

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente Ing. Jorge Mayoral
Secretario Ejecutivo Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director Lic. Roberto F. N. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director Lic. José E. Mendía

SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina
www.segemar.gov.ar / segemar@secind.mecon.gov.ar

Referencia bibliográfica

COSTA C. H., C. E. GARDINI, J. O. CHIESA, A. E. ORTIZ SUÁREZ,
G. E. OJEDA, D. L. RIVAROLA, G. C. TOGNELLI, E. N. STRASSER,
A. O. CARUGNO DURÁN, P. N. MORLA, P. G. GUERSTEIN, D. A.
SALES y H. M. VINCIGUERRA, 2001. Hoja Geológica 3366-III,
San Luis. Provincias de San Luis y Mendoza. Instituto de Geo-
logía y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argen-
tino. Boletín 293, p. .Buenos Aires.

RESUMEN

La presente Hoja Geológica se localiza en el centro oeste de la provincia de San Luis e incluye también un sector marginal del noreste de la provincia de Mendoza. Se exponen parcialmente aquí los afloramientos del basamento cristalino de la sierra de San Luis, cuyo extremo austral está comprendido en la esquina noreste de esta hoja. Las rocas predominantes corresponden a esquistos de diverso tipo, gneises y migmatitas, con rocas básicas intercaladas. Los protolitos podrían corresponder al Precámbrico superior y han sido afectados por episodios metamórficos durante el Paleozoico inferior, así como por eventos magmáticos que guardan diferentes relaciones con los procesos de deformación principal. Al sur de la ciudad de San Luis aparecen algunos asomos aislados de basamento cristalino y el extremo sur de la Hoja abarca parcialmente al basamento de la sierra de Varela, de composición litológica semejante a la descripta.

Los registros estratigráficos continúan con secuencias clásticas y evaporíticas mesozoicas, localizadas en una cadena de serranías bajas conocida como Cerrillada de Las Cabras y en cerrillos aislados ubicados al sur de la sierra de San Luis. Las sedimentitas expuestas en superficie han sido asignadas al Cretácico y expresan el relleno de cuencas continentales de origen extensional. Las sedimentitas terciarias afloran como una orla discontinua en los márgenes de la sierra de San Luis y en las cerrilladas mencionadas, predominando también depósitos fluviales en depresiones intermontanas. La columna

estratigráfica se completa con una importante cobertura de depósitos cuaternarios derivados de procesos fluviales, eólicos y también evaporíticos. Dentro de este panorama se distinguen sedimentos asociados a planicies aluviales y playas. La intervención eólica está evidenciada por la abundante cobertura loessoide que alcanza también a sectores interiores de la sierra de San Luis y por los depósitos medanosos de los sectores sur y oeste. Sedimentos asociados a lagunas y bañados también se reconocen en las cercanías del curso del río Desaguadero, en el oeste de la Hoja Geológica.

Los rasgos estructurales del basamento cristalino están caracterizados por estructuras planares con una orientación NNE muy predominante. Estas estructuras parecen haber sido generadas a partir de por lo menos tres episodios tectometamórficos, siendo referido el más importante al ciclo Famatiniano (Silúrico-Devónico). Las macroestructuras reconocidas en el relieve por su asociación con geoformas de plegamiento y fallamiento corresponden a la escarpa de falla de la ladera oeste de la sierra de San Luis y a fallas menores al sur de ésta, vinculadas con los afloramientos menores de basamento cristalino y con secuencias sedimentarias. Por otra parte el relieve de la Cerrillada de Las Cabras está asociado a un braquianticlinal producido por fallas propagantes cuya generación, al igual que en el caso anterior, está vinculada con los movimientos asociados a la orogenia Andina.

ABSTRACT

This Geological Sheet is located in Central-Western San Luis province, also including a marginal part of the Northeast of Mendoza province. The southernmost part of the crystalline basement of the San Luis range is exposed in the Northeast corner of the studied area. Dominant metamorphic rocks are defined by several types of schists, gneises and migmatites, with intercalations of basic rocks. Original sequences could be referred to Late Precambrian times and have been affected by metamorphism and magmatic intrusions with different relationships as for the main deformation processes. Isolated outcrops of basement rocks appear South of San Luis city and in the southern border is located the Varela range, whose lithology are of similar composition as those referred for the sierra de San Luis.

The stratigraphic record continues with mesozoic clastic and evaporitic sequences located in the Cerrillada de Las Cabras and in small isolated hills south of the San Luis range. The exposed sedimentites have been interpreted as the Cretaceous filling of extensional continental basins. Tertiary rocks crop out as a discontinuous belt-shape in the borders of San Luis range and in the southern

hills. Quaternary deposits represent an important areal coverage, where those related with alluvial plains and playa-type are dominant. Eolic participation is evidenced by the widely distributed loessoid materials (including also inner sectors of San Luis range) and by sand dunes fields in the south and western sectors. Lacustrine sediments are also present in the surroundings of the Desaguadero river, located in the western part of the Geological Sheet.

Structural features of the crystalline basement are characterized by planar structures with a dominating NNE trend. Such structures seem to have been developed by at least three tectometamorphic episodes, being referred the most important one to the Famatinian phase (Silurian-Devonian). The macrostructures recognized in the landscape in association with folding and faulting landforms, correspond to the San Luis range western-hillslope fault and to minor faults related to this master structure. These faults are related with the southern basement outcrops and associated sedimentary rocks. The Cerrillada de Las Cabras landscape is associated with a brachianticline developed by propagating faults during the Andean orogeny.

1. INTRODUCCION

SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

La Hoja Geológica 3366-III está limitada por los paralelos 33° y 34° de latitud sur y por los meridianos 66° y 67° 30' de longitud occidental, lo cual determina una superficie de 15.925 km². Ella abarca parcialmente al noroeste de la provincia de San Luis y a un sector marginal del noreste de la provincia de Mendoza (Figura 1).

El clima predominante de la zona es semiárido, aumentando gradualmente las condiciones de aridez hacia occidente, particularmente al oeste del río Desaguadero. Sin embargo, en las cotas superiores de la sierra de San Luis las precipitaciones pueden alcanzar hasta 800 mm anuales. La principal época de lluvias está comprendida entre los meses de octubre y marzo.

Las mayores alturas se localizan en la sierra de San Luis, donde algunos picos como los cerros Tinaja, Agua Hedionda y Retana superan los 2.000 msnm. Fuera de este ambiente serrano, solo se reconocen elevaciones pequeñas y aisladas entre las sierras de San Luis y Varela y la cerrillada de Las Cabras en el oeste, alineada en el dorso topográfico de El Gigante-Alto Pencoso.

En la red hidrográfica se destaca el río Desaguadero que discurre de NNO a SSE. La superficie de esta Hoja Geológica contiene también al curso del río Tunuyán, aunque la mayor parte de sus caudales se infiltran antes de su unión con el río Desaguadero, en el sector sudoeste del área. Los cursos de la ladera occidental de la sierra de San Luis se infiltran casi inmediatamente después de abandonar el área de serranías y sus crecidas excepcionales son colectadas por la cañada de San Gerónimo-Balde, la cual drena hacia la salina de El Bebedero. En el ámbito de la ladera oriental de la sierra de San Luis, el alto topográfico de La Cumbre oficia de línea divisoria entre los cauces con nivel de base en la salina de El Bebedero y aquellos pertenecientes a la cuenca del río Quinto, la mayoría de los cuales son represados en el embalse La Florida.

Como núcleo poblacional importante se destaca la ciudad de San Luis, ubicada en el extremo sur de la sierra homónima, localizándose algunas otras poblaciones en los márgenes de la misma como Juana Koslay, Villa de la Quebrada, El Trapiche, La Florida, El Durazno, El Volcán y Potrero de los Funes. Fuera de este sector, la densidad de población es

muy baja y solo existen núcleos poblados vinculados a líneas férreas; tales como Jarilla, Alto Pencoso, Balde, Beazley y Zanjitas, o a rutas asfaltadas (San Gerónimo).

La ruta nacional N° 7 atraviesa el área en dirección E-O y es la vía más importante. Los otros caminos pavimentados son las rutas nacionales N° 146 y 147 y las provinciales N°3, 9 y 20. El resto de la red caminera está constituida por caminos consolidados y la misma es inexistente o reducida a rudimentarias huellas al oeste del río Desaguadero. A su vez, la cumbre de la sierra de San Luis solo es accesible a través de senderos o sendas de animales solo aptos para el tránsito a pie, aunque debe destacarse que la ruta provincial N° 9 se interna bastante en el corazón serrano del extremo NE de la hoja.

Es factible realizar trabajos de campaña durante todo el año, aún cuando los veranos en el sector oeste son sumamente calurosos, lo cual es agravado por la escasez o falta total de agua.

En las llanuras ubicadas al este del río Desaguadero predomina la típica vegetación de monte, destacándose como especies el quebracho blanco, algarrobo, peje o sombra de toro, jarilla y espinillo. En el ambiente pedemontano son importantes también molles y talas. En las laderas serranas o en las serranías bajas predominan especies arbustivas como el garabato, mientras que por encima de los 1.400 msnm solo se encuentran pajonales y praderas de gramíneas.

La densidad de la cobertura vegetal disminuye notablemente al oeste del río Desaguadero, encontrándose matas de especies halófitas y xerófilas. Por el contrario las imágenes aéreas muestran un brusco cambio en el patrón del uso de la tierra a partir de la línea determinada por la ciudad de San Luis-cerro El Lince-cerro Charlone, al este de la cual es muy común la presencia de desmontes con propósitos agrícola-ganaderos.

NATURALEZA DEL TRABAJO

El presente informe y mapa ha resultado de la revisión y compilación de la cartografía geológica disponible, así como de la generación de nueva información, conforme a las pautas establecidas en el Programa Nacional de la Carta Geológica. La planialtimetría del área estudiada fue confeccionada en base a cartas topográficas con cobertura parcial del Instituto Geográfico Militar a escala 1:50.000 y 1: 100.000. Fueron utilizadas también las restitucio-

nes planialtimétricas a escala 1:20.000 que posee la Dirección Provincial de Geodesia y Catastro de la provincia de San Luis, las cuales abarcan las áreas con relieve de la sierra de San Luis. Dicha información fue adaptada y corregida con el apoyo de mediciones en el terreno con sistemas de posicionamiento satelital (GPS), usando además cobertura de imágenes satelitarias (Landsat Thematic Mapper) para sectores sin disponibilidad de cartografía en escala adecuada. Dicha información fue digitalizada a partir de un sistema de información geográfico y constituyó el soporte cartográfico sobre el que se transfirió la información geológica.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Las primeras noticias respecto a la constitución geológica de esta región fueron aportadas por las contribuciones de de Moussy (1866); Ave Lallemand (1875) y Brackebusch (1876, 1891), quienes se refirieron a aspectos geológicos generales de la sierra de San Luis y/o las llanuras circundantes. Continuaron luego en las primeras décadas del presente siglo trabajos realizados con diversos propósitos, entre los que se destacan los estudios de Gerth (1914), Pastore (1929, 1935) y Deletang (1929). Las características geológicas de las serranías occidentales fueron en principio descritas por los trabajos de exploración de hidrocarburos propiciados por YPF (Biondi, 1937, 1938; Trumpy, 1942).

La única hoja geológica ejecutada del anterior programa de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina comprendida en el área de estudio, corresponde a la Hoja 24f (San Luis) (Guiñazú, 1961).

Posteriormente, diferentes aspectos de la Hoja Geológica 3366-III han sido reseñados en las contribuciones de Flores (1969), Flores y Criado Roque (1972), Gordillo y Lencinas (1972 y 1979), Dirección General de Fabricaciones Militares (1973), Kilmurray y Dalla Salda (1977), Flores (1979), Criado Roque et al., (1981a, 1981b), Kilmurray y Villar (1981), Pascual y Bondesio (1981), Yrigoyen (1981) e Yrigoyen et al. (1989).

En las últimas dos décadas numerosos aportes sobre diversas temáticas han incrementado el volumen de información sobre esta zona, los cuales son citados en el tratamiento de las temáticas correspondientes.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1 PRECÁMBRICO SUPERIOR-PALEOZOICO INFERIOR

Marco descriptivo

Las rocas correspondientes a este intervalo cronológico corresponden a los afloramientos del basamento cristalino que aparecen en las sierras de San Luis y Varela y en una serie de serranías menores ubicadas entre la sierras de Los Padres y Charlone.

Las litologías presentes en la sierra de San Luis son las que han recibido tradicionalmente mayor atención, destacándose los trabajos regionales de Pastore (1935), Pastore y Ruiz Huidobro (1952), Guiñazú (1961), Dirección General de Fabricaciones Militares (1973), Kilmurray y Dalla Salda (1977), Kilmurray y Villar (1981), Ortiz Suárez et al. (1992), Sims et al. (1997) y Llambías et al. (1998).

En dicho basamento se han diferenciado distintas unidades litológicas ígneas y metamórficas, además de rocas migmáticas. Estas unidades se han agrupado en "Complejos", entendiéndose como tales a una unidad litoestratigráfica integrada por diversos tipos o clases de rocas metamórficas y caracterizada por una configuración estructural muy compleja, que enmascara la sucesión estratigráfica original de las rocas constituyentes. Un "Complejo" puede equivaler en rango estratigráfico a un grupo, formación o miembro (Hedberg, 1980).

Complejo Nogolí 1-2 (Sims et al., 1997)

Marco descriptivo y distribución areal

Se utiliza esta denominación para agrupar una serie de rocas metamórficas formadas por paragneises, ortogneises, anfíbolitas, migmatitas y esquistos, afectados por varias fases de metamorfismo y deformación que han alcanzado condiciones de alto grado metamórfico en un importante sector de esta litozona. Se reconocen en el ángulo noroeste del basamento aflorante en la hoja y corresponden a la terminación austral de una zona con mayor desarrollo hacia el norte, cuyos contactos son muy poco conocidos.

Gneises, migmatitas, milonitas y anfíbolitas (1)

Los ortogneises muestran una foliación inten-

sa y se componen de cuarzo recristalizado, feldespato y biotita, con muscovita secundaria como accesorio. Se observan a veces grandes porfiroblastos de feldespato potásico. Las bandas máficas forman lentes abudinas dentro del ortogneis y consisten en hornblenda, plagioclasa, cuarzo; biotita y epidoto secundario. (Sims et al., 1997).

Existen pocas descripciones de esta unidad, caracterizada por la frecuente intercalación de los tipos litológicos mencionados en el epígrafe con abundantes cinturones miloníticos y cizalla frágil sobreimpuesta. En los gneises y migmatitas aparecen frecuentes plegamientos ptigmáticos (Figura 2), e intrusiones aplopegmatíticas. Sims et al. (1997) describieron más al norte gneises formados por la asociación característica de cuarzo, feldespato, cordierita, sillimanita y biotita, mencionando además la presencia común de ortogneises.

Esquistos (2)

Costa (1992) y Rocassalvo (1992) describieron granitoides y esquistos micáceos en el extremo occidental de la ladera serrana al sureste de Villa de Quebrada (Figura 3) que podrían interpretarse como pertenecientes al complejo Nogolí. Estas rocas de colores grises y amarronados presentan en ocasiones venillas silíceas con disposición *lit par lit* y constituyen la roca de caja de las manifestaciones wolframíferas vinculadas a vetas de cuarzo, localizadas entre las quebradas de Guascara y Rumi Huasi. En las proximidades de este último sector, Costa (1992; 1994) describió importantes alteraciones mecánicas de los esquistos asociadas al frente de corrimiento serrano.

Relaciones estratigráficas y edad

No existen dataciones radimétricas determinadas para las rocas de este complejo, aunque Sims et al (1997) asignaron al Cámbrico la secuencia sedimentaria original de las mismas. Las relaciones estratigráficas con las restantes litozonas metamórficas del basamento cristalino de la sierra indican que los gneises son anteriores a granitoides asociados al Ordovícico, puesto que se han reconocido enclaves al norte de la hoja en el plutón Gasparillo (Llambias et al 1997)

Complejo San José (3) gneises, migmatitas , anfibolitas

Marco descriptivo y distribución areal

Esta denominación es abarcativa del “Complejo Gneisico San José”, que Ortiz Suárez (1998) utilizara para denominar a unidades metamórficas de origen ígneo y sedimentario expuestas al norte de La Carolina (fuera del área de estudio). A su vez coincide parcialmente con lo que Sims et al. (1997) denominaran “Complejo Pringles”, el cual agrupa a las rocas metamórficas localizadas en la parte centro occidental de la sierra de San Luis, marginadas por las filitas correspondientes a la Formación San Luis. Las litologías predominantes según estos últimos autores están constituidas por gneises, migmatitas, anfibolitas y esquistos. Sin embargo von Gosen (1998), consideró que los esquistos corresponden a secuencias originales equiparables con las filitas pertenecientes a la Formación San Luis, criterio que es compartido en este trabajo. Por tal razón las rocas asignadas a este complejo se restringen al grupo de más alto grado metamórfico, lo cual es más afín con el agrupamiento propuesto por Ortiz Suárez (1998), el cual presenta también una referenciación toponímica afín con sus exposiciones más características.

Litología

Migmatitas: Diferentes autores (Kilmurray y Dalla Salda, 1977, Killmurray y Villar, 1981, entre otros) han descrito estas rocas formando cuerpos independientes y marginando en ocasiones a los plutones graníticos. Sin embargo, las migmatitas han sido descritas en general junto con los gneises (Pastore y Ruiz Huidobro, 1952, Gordillo y Lencinas, 1979, Ortiz Suárez et al. 1992, Sims et al. 1997). La representación cartográfica unitaria de ambas unidades obedece a las limitaciones de detalle impuestas por la presente escala de trabajo.

Kilmurray y Dalla Salda (1977) ubicaron áreas migmatíticas en el borde oeste del granito de La Escalerilla y al norte del embalse La Florida. Las rocas descritas son altamente foliadas a poco foliadas y macizas, con textura granoblástica homogénea a heterogénea y minerales de distinto tamaño.

Al oeste del paraje de Río Grande, Sales (1996) indicó que las migmatitas son de tipo estromatíticas (Figura 4) con bandeamiento desordenado,

enfaticado por segregaciones pegmatíticas. En el sector oriental de esta unidad predominan a dicha latitud anatexitas y epibolitas con frecuentes pliegues ptigmáticos. La mineralogía de estas rocas está caracterizada por cuarzo, plagioclasa y microclino en el neosoma y biotita, granate, cuarzo y sillimanita en el paleosoma. En algunos ocasiones el granate forma porfiroblastos de hasta 5 cm. Normalmente la proporción de neosomas es baja; alrededor del 15 % del total de la roca.

Gneises: Los gneises que se encuentran en la Hoja San Luis han sido descrito en trabajos regionales (Pastore y Ruiz Huidobro, 1954, Gordillo y Lencinas, 1979, Kilmurray y Dalla Salda, 1979, Ortiz Suárez et al., 1992, Sims et al. 1997) y en trabajos más puntuales por Costa (1983), Cañadas (1984) y Sánchez et al. (1996). Estas rocas se ubican al este del granito de La Escalerilla, desde El Durazno - Estancia Grande hacia el norte, ya fuera de los límites de la hoja.

Los gneises presentan una marcada foliación de rumbo submeridiano, con una lineación mineral de alto ángulo. La mineralogía predominante es cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, sillimanita y granate. Sims et al. (1997) indicaron también la participación de cordierita y espinelo y describieron lentes de gneises máficos y de rocas calcosilicáticas, así como ortogneises graníticos intercalados entre la litología dominante. Un aspecto típico de los gneises se muestra en la figura 5. Esta litología pasa gradualmente a esquistos con disminución del grado metamórfico y aparición de numerosos cuerpos pegmatíticos.

Las condiciones metamórficas alcanzadas por estas rocas corresponden a la subfacies más alta de la facies anfibolitas (Ortiz Suárez et al. 1992), aunque algunos autores mencionan condiciones de facies granulitas, en las zonas donde se alojan los cuerpos máficos (Kilmurray y Dalla Salda, 1977, Sims et al., 1997, Hauzenberger et al., 1998).

Anfibolitas: Estas rocas no han sido estudiadas en detalle en esta región, si bien se mencionan formando pequeños cuerpos generalmente alojados en los gneises. Costa (1983), describió ortoanfibilolitas foliadas afectadas por un metamorfismo de facies anfibolitas almandínicas en la zona de El Durazno. Sales (1996) mencionó la existencia de cuerpos de anfibolitas con tamaños variables de 5 a 10 metros en la zona de Los Manantiales y dentro de los gneises. Petrograficamente están formados por clorita, anfíbol, plagioclasa, cuarzo, epidoto, biotita y muscovita.

Relaciones estratigráficas y edad

La edad del Complejo San José no es conocida aunque algunos autores las han asimilado a eventos metamórficos y metasomáticos cámbricos y devónicos (Kilmurray y Dalla Salda, 1977) o bien a un evento ordovícico (Ortiz Suárez et al. 1992). En opinión de Sims et al. (1997) las metamorfitas de lo que denominan Complejo Pringles derivan de secuencias originales de edad cambro-ordovícicas, afectadas por un pico metamórfico durante el Ordovícico.

Las relaciones entre estas litologías y las unidades de menor grado metamórfico es aún motivo de estudio.

Migmatitas y gneises de la Sierra de Varela (4)

Peano (1987) y Romero (1991) destacaron un amplio predominio de las migmatitas en el basamento cristalino de la sierra de Varela, ocupando esta litología la casi totalidad de los afloramientos. Presentan una foliación con orientación 15°/30° y las variedades reconocidas son nebulíticas, estromatíticas y oftálmicas. Su mineralogía se compone de cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita, con epidoto, óxidos de hierro, apatita y circón como minerales accesorios. En las variedades oftálmicas el microclino forma megablastos que alcanzan hasta 5 cm.

Romero (1991) mencionó también pequeños afloramientos de gneises ubicados en el sector central, al norte de la quebrada La Chilca. Se trata de rocas macizas con estructura gneisica de tonalidades negro – verdosas, compuestas por anfíboles, biotita, cuarzo y apatita, con textura lepidoblástica donde domina la biotita.

En el sector sureste aparecen esquistos con reducida extensión areal. La posición de la esquistosidad es 10°/30° E, con fábrica esquistosa compuesta por cuarzo anhedral, moscovita, biotita, plagioclasa, granate y feldespato potásico (Romero 1991).

Granitoides y metamorfitas de las sierras de El Lince, Las Barrancas y Charlone (5)

Marco descriptivo y distribución areal

En las serranías menores ubicadas al sur de la sierra de San Luis, se exponen núcleos de basamento cristalino, cuyos tipos litológicos guardan similitud

des con las litologías expuestas en la sierra de San Luis. No obstante, la desconexión física y la escasa información disponible no permiten mayores consideraciones sobre sus relaciones estratigráficas y edad, razón por la que se las ha agrupado como una unidad cartográfica separada.

Litología

En la sierra de Las Barrancas, al norte de la estancia El Tala, se observan migmatitas nebulíticas con schieleren biotíticos orientados en forma meridiana, con 60 y 70% de neosoma granítico. Las relaciones que presentan indican transiciones hacia los gneises con disminución del neosoma o hacia granitoides, lo cual se interpreta como mayor porcentaje de fundido anatético.

En el cerro El Lince, se reconocieron esquistos moscovítico-biotíticos con actitud 202°/84°NO. Muestran granate y ojos de cuarzo de pocos centímetros, así como venillas de composición pegmatíticas. Están cortados por pegmatitas deformadas, cuyas máximas potencias alcanzan hasta 6-7 m.

En el sector noroeste del cerro Charlone, Lanchas (1981) mencionó la presencia de un pequeño afloramiento de granitoides sobre el cual se apoyan las secuencias sedimentarias mesozoicas.

Complejo La Florida (6-7)

Marco descriptivo y distribución areal

Se utiliza esta denominación para agrupar a las unidades de bajo grado metamórfico que caracterizan a el sector occidental de la sierra de San Luis, en la cual se destacan diversos tipos de esquistos, además de cinturones de filitas, pizarras, metaconglomerados y metavolcanitas. Prozzi y Ramos (1988) utilizaron la denominación de Formación San Luis para describir la faja de filitas que se encuentra desde la zona de La Florida-río Quinto hasta más al norte de Cerros Largos. Posteriormente dicha denominación se hizo extensiva a la otra faja de rocas de bajo grado metamórfico que aflora al oeste de la primera (Ortiz Suárez et al. 1992). Más recientemente von Gosen (1998) consideró que los esquistos que se encuentran bordeando las fajas de filitas corresponden a una misma unidad con una historia geológica común, por lo que aquí se incluyen ambos tipos litológicos en la misma denominación estratigráfica, que tiene en los alrededores del em-

balse La Florida una interesante exposición de sus litotipos más representativos.

Esquistos (6)

Marco descriptivo y distribución areal

Estas rocas han sido descritas por Pastore y Ruiz Huidobro (1952), Gordillo y Lencinas (1979), Kilmurray y Dalla Salda (1979), Kilmurray (1982), Costa (1983), Gardini (1985), Pascuet (1989), Carugno Durán (1993), Ortiz Suárez et al. (1992) y Sales (1996). Sims et al. (1997) incluyeron estas rocas dentro del Complejo Pringles.

Los esquistos aparecen como una faja elongada en dirección submeridiana al este del granito de La Escalerilla y también al norte del embalse La Florida. En este último caso se encuentran entre las filitas al este y los gneises al oeste.

Litología

Las rocas predominantes son esquistos cuarzo micáceos, con intercalaciones de bancos de cuarcitas. La mineralogía de los esquistos es cuarzo, muscovita, biotita, plagioclasa y granate, localmente se reconoce estauroлита (Ortiz Suárez et al. 1992).

Costa (1983) denominó Metamorfitas El Reparito a esquistos cuarzo micáceos, cuarzo feldespáticos y cuarzo biotíticos que predominan en esta unidad a la latitud de El Durazno, a los que se suman rocas con foliación cataclástica. Más al norte, Sales (1996) describió esquistos cuarzo micáceos, micáceos y cuarcíticos con buen desarrollo de una foliación de rumbo NNE a SSO y buzamientos de alto ángulo al SE, en el arroyo Los Manantiales. Según este autor, los esquistos están en contacto concordante y neto en el este con gneises, mientras que en las adyacencias del plutón La Escalerilla se reconoce una importante deformación interna en estas litologías (Figura 6). La mineralogía de los esquistos está representada en este sector por cuarzo, biotita, sillimanita, plagioclasa y feldespato potásico. En algunos casos se observan variedades con porfiroblastos de muscovita (Pascuet, 1989, Sales 1996).

Carugno Durán (1993) describió en las inmediaciones del embalse La Florida esquistos cuarzo micáceos, con esquistosidad con actitud 5°/ 80° O, bastante biotíticos y asociados a inyecciones de cuarzo. Estas rocas corresponden a las que Killmurray

(1982) denominara Esquistos Biotíticos Corrugados. Dentro de las mismas se pueden diferenciar esquistos cuarzo biotíticos y esquistos cuarzo biotíticos con porfiroblastos de epidoto. Ambos poseen abundante granate, son de color negro o gris oscuro. Su esquistosidad está bien marcada y en algunos casos flexurada, destacándose biotita, cuarzo, muscovita, estauroлита, granate, turmalina, epidoto, calcita, titanita, circones y minerales opacos en su composición. Dicho autor también reconoció en esa zona esquistos cuarzo biotíticos con nódulos de muscovita y textura lepidoblástica, formadas por plagioclasa (An 31), cuarzo, biotita, granate, muscovita.

Las condiciones metamórficas alcanzadas por los esquistos de la sierra de San Luis corresponden a la subfacies más alta de la facies esquistos verdes y a las subfacies más bajas de la facies anfibolitas (Ortiz Suárez et al., 1992).

Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988) (7)

Filitas

Marco descriptivo y distribución areal

Estas rocas fueron descritas por Killmurray (1982), Ortiz Suárez et al. (1992), Carugno Durán (1993). Prozzi y Ramos (1988) las denominaron Formación San Luis y posteriormente Prozzi y Rosso (1990) interpretaron a esta litología como una secuencia turbidítica, correlacionable con la Fm. Puncoviscana (Proterozoico superior – Cámbrico).

La filitas se ubican en una faja de unos 6 kilómetros de ancho con elongación submeridiana, cuyo extremo sudoeste queda comprendido en el área de estudio. Junto con los esquistos constituyen una zona de menor grado metamórfico dentro del basamento cristalino de la sierra.

Litología

Dentro de esta unidad se distinguen varias litologías clásticas de distinta granulometría con intercalaciones ígneas, todas afectadas por clivaje y metamorfismo de bajo grado. Predominan las secuencias originales psamíticas de composición grauváquica que gradan hacia pelitas con estratificación rítmica. Dentro de las rocas pelíticas, puede seguirse por espacio de 50 km una capa de pocos metros de espesor, caracterizada por la escasez de intercalaciones arenosas, según la dirección del rumbo de la estructura regional. En los bancos de piza-

rras se destacan pliegues sinsedimentarios desarrollados en horizontes cuarcíticos, mientras que en la parte media de la secuencia se intercalan metavolcanitas ácidas. También se ha reconocido un banco conglomerádico de 200 mts. de espesor y 12 km de largo. La matriz del mismo es filítica, en menor proporción que los clastos compuestos por metagrauvas, filitas, cuarzo y escasas vulcanitas (Prozzi y Ramos, 1988).

En las inmediaciones de La Florida, las filitas muestran coloraciones variables del verde al gris, con tamaño de grano muy fino al igual que su clivaje. Presentan un aspecto sedoso conferido por la sericita y se observa cuarzo, biotita y moscovita, ocasionalmente con porfiroblastos de granate y biotita. Estas filitas están acompañadas por cuarcitas y metavolcanitas ácidas de tonos blanquecinos y textura blastopórfirica, presentes como finos bancos dentro del paquete filítico (Carugno Durán, 1993). En dicha contribución se ha mencionado la presencia de dos eventos metamórficos en estas rocas; el primero de carácter estático donde crece biotita y el segundo dinamotérmico correspondiente a la facies esquistos verdes.

La estructura de las filitas es relativamente sencilla, observándose que la estratificación relíctica y el clivaje coinciden frecuentemente, con actitudes cercanas a la vertical. Se observan braquiestructuras kilométricas con planos axiales casi verticales y ejes horizontales de rumbo 10°/40° E. Ortiz Suárez et al. (1992) describieron pliegues kilométricos cilíndricos y un clivaje de plano axial con fuerte inclinación. A veces estos pliegues están volcados, por lo que es difícil estimar el espesor de la secuencia involucrada, pero se calcula en el orden de los 1000 a 2000 metros.

Relaciones estratigráficas y edad

Las filitas se encuentran siempre en contacto con esquistos, a veces mediante zonas de cizalla dúctil y en algunos sectores con intrusiones de granitoides y venas de cuarzo, ocasionalmente portadoras de wolframio.

Existe acuerdo general en considerar una edad menor para la Formación San Luis que para el resto del complejo metamórfico, atendiendo a la menor deformación que presenta (von Gosen y Prozzi, 1996, 1998, Sims et al., 1998), aunque debe tenerse que para algunos autores dicha consideración solo es válida para las filitas. Sims et al. (1997) indicaron que la edad de las filitas está constreñida en su base

por el pico metamórfico que afecta al Complejo San José (Complejo Pringles según estos autores) (circa 480 Ma) y postdatada por intrusiones ordovícicas. Söllner et al. (1998) obtuvieron una edad de 529 ± 12 Ma según el método U/Pb en circones de las metavolcanitas incluidas en esta secuencia más al norte, lo que podría considerarse una edad mínima para la secuencia sedimentaria.

Complejo Máfico-Ultramáfico Las Aguilas-Peñón Colorado (8)

Metagabros, gabros y piroxenitas

Marco descriptivo y distribución areal

González Bonorino (1964), Killmurray y Villar (1981), Sabalúa et al. (1981), Perino et al. (1983) y Brogioni (1992, 1994), Gervilla et al. (1997), han descrito e interpretado los cuerpos de rocas máficas y ultramáficas del sur de la sierra de San Luis.

Estos cuerpos se encuentran en una faja de 80 Km de largo, con dirección concordante con la estructura del basamento por cientos de metros de ancho, que se extiende desde Virorco al norte de El Durazno hasta El Arenal y Peñón Colorado, ya fuera de los límites de la presente Hoja. Si bien estos afloramientos no presentan continuidad física, se ha utilizado para su denominación algunas de las manifestaciones más conocidas en el ámbito de la sierra. En la superficie que abarca la presente hoja geológica se han reconocido distintos cuerpos entre los que se destacan los denominados Las Aguilas, Virorco, El Fierro, La Bolsa, La Melada y La Gruta importantes.

Litología

Los cuerpos máficos y ultramáficos muestran pequeñas variaciones texturales y composicionales. Melagabros y piroxenitas son abundantes en Virorco, El Fierro y Las Aguilas, mientras que en La Melada y la Gruta solo afloran gabros. Los leucogabros, peridotitas y hornblenditas son raros. En las piroxenitas y melanoritas el ortopiroxeno y clinopiroxeno son minerales cúmulos en tanto que la plagioclasa ocurre como mineral intercumulo. En las piroxenitas están presentes los cúmulos de olivino.

Las texturas ígneas se observan parcialmente modificadas en las zonas de cizalla donde los minerales muestran efectos de deformacionales de alta temperatura (Brogioni, 1994).

Los cuerpos máficos se ubican preferentemen-

te en núcleos de pliegues de ejes verticales y filones concordantes (González Bonorino, 1961, Sales, 1996). Las características estructurales de los cuerpos que integran la faja, su ubicación y la deformación fragil – dúctil que los afecta han determinado su interpretación como cuerpos pre-tectónicos (Brogioni, 1994) o sintectónicos (Sims et al. 1997).

La composición química de las rocas máficas y ultramáficas indican un carácter toleítico, mientras que algunas relaciones de los elementos trazas y tierras raras sugieren un magmatismo de cuenca marginal de retroarco (Brogioni, 1994).

Relaciones estratigráficas y edad

Linares y González (1990) obtuvieron una edad de 490 ± 20 Ma para estas rocas, mediante el método K/Ar sobre hornblenda, mientras que Camacho e Ireland (1997) reportaron un valor de 480 ± 5 Ma en una segregación félsica de Las Aguilas, por el método de U/Pb en circón.

Sims et al. (1997) indicaron que el emplazamiento de estos cuerpos ocurrió en forma sincrónica con el pico metamórfico ordovícico que afectó al Complejo San José.

Granitoides de las Sierras de Las Barrancas y Varela (9)

En Las Barrancas cerca de la estancia El Tala, se encuentran granitoides foliados con enclaves de esquistos micáceos, anfibolitas y cuarcitas. Todas las rocas son cortadas por diques aplíticos de 1 m de potencia en promedio.

En la sierra de Varela, Romero (1991) describió granitos alcalifeldespáticos, en afloramientos que varían entre 150 a 1.600 m² en la zona central y norte de la sierra. Dichas rocas tienen un aspecto macizo, con variedades porfíricas donde se destacan cristales de feldespato potásico (microclino) alineados según la estructura regional submeridiana. Además poseen biotita parda, cuarzo, albita y epidota. El contacto de los granitos con las rocas migmatíticas es transicional presentando cierta foliación paralela a la estructura meridional general de la sierra.

Pegmatitas (10)

Los cuerpos pegmatíticos son particularmente comunes en los esquistos, aunque se reconocen en todas las litologías presentes, salvo en las filitas. Son cuerpos tabulares concordantes o discordantes con

la roca de caja que poseen dimensiones que van desde pocos centímetros a algunas decenas de metros de potencia. En cercanías del contacto con el plutón La Escalerilla, filones pegmatíticos de dimensiones variadas remarcen el plegamiento de los esquistos incluidos en la Formación San Luis (Sales, 1996). Las pegmatitas se destacan en este sector por sus tonalidades más claras y relieve positivo respecto a los esquistos y constituyen una excelente guía para reconstruir la estructura interna de las metamorfitas. Algunos cuerpos han sido estudiados por Sosa (1989) y muchos de ellos fueron objeto de antiguas explotaciones por cuarzo, feldespato y muscovita.

Edad

Las edades de las pegmatitas han sido referidas a 2 ciclos de emplazamientos de 450-480 M.a. y de 340-360 M.a. (Rinaldi y Linares, 1973), Sosa et al. (1998) describe pegmatitas portadoras de Nb y Ta, como así también Sn, las cuales poseen una edad comprendida entre 398 y 444 Ma (K-Ar en muscovita).

Tonalita Tamboreo (11)

Marco descriptivo y distribución areal

El plutón Tamboreo presenta una forma piriforme, aflora en Pampa del Tamboreo (al norte del embalse la Florida) y tiene una elongación NNE (Zardini, 1966). El mismo está alojado dentro del Complejo La Florida, entre una faja de esquistos cuarzo biotíticos y las filitas (Ortiz Suárez et al., 1992). El contacto del plutón con la roca de caja es concordante en sus bordes oriental y occidental, si bien Sims et al. (1997) destacaron la existencia de una importante zona de cizalla en su margen oeste. Al norte hay metamorfismo de contacto y son comunes las interdigitaciones y filones.

Litología

La roca es una granodiorita-tonalita de color gris a gris rosado en algunos sectores, con más del 25% de su composición modal correspondiente a biotita, además de cuarzo, plagioclasa alterada y microclino, también epidoto en menor proporción, junto con clorita, apatito y circón. Pueden reconocerse xenolitos máficos elongados paralelos a una foliación interna que localmente suele estar bien desarrollada (Sato et al., 1996).

Hack et al. (1991) describieron recristalización sincinemática de granate. El feldespato recristalizado y las fases secundarias de zoisita y moscovita, sugieren que la deformación del plutón ocurrió bajo condiciones metamórficas equivalentes a la subfacies altas de la facies esquistos verdes (Sims et al. 1997).

Edad

La geocronología U/Pb en circón obtenida por Camacho e Ireland (1997) ha arrojado una edad de 468 ± 5 Ma.

Granito La Florida y cuerpos menores (12)

Marco descriptivo y distribución areal

El granito La Florida es un pequeño cuerpo que se ubica al sur del embalse del mismo nombre, aproximadamente 4 km al sudeste de El Trapiche. Posee forma de medialuna y está acompañado por diques pegmatíticos y filones graníticos menores, algunos de los cuales se ubican en la margen norte del embalse La Florida.

Estos granitoides fueron descriptos por Martínez y Montenegro (1998). Los mismos se ubican en una faja de esquistos cuarzo muscovítico-biotíticos y esquistos biotíticos con porfiroblastos de granate y muscovita en matriz de cuarzo, muscovita y sillimanita con fenómenos de turmalinización tardía en algunos sectores. Los contactos con la roca de caja son netos y concordantes con la esquistosidad, no muestran aureolas de contacto. Están intruídos por lentes pegmatíticos y diques de aplitas y muestran enclaves de metamorfitas

Litología

La composición de las rocas que integran los cuerpos es granítica, son de color gris o rosado con textura granosa gruesa a media, presentan microclino, cuarzo, plagioclasa (An_{7-10}), muscovita, biotita y como accesorios granate, apatito, minerales opacos y sillimanita (Martínez y Montenegro, 1998). Son comunes las variedades leucocráticas con abundante muscovita, como así también la existencia de zonas con foliación marcada debido a la orientación de los minerales micáceos.

La geoquímica de estas rocas indica que corresponden a granitoides peraluminosos generadas en un ambiente sincolisional a partir de fusión de la corteza superior (Martínez y Montenegro, 1998).

Edad

No existen dataciones radimétricas sobre el granito de La Florida, sin embargo, la geología, petrografía y geoquímica indican que este cuerpo posee características semejantes a los denominados granitoides sin-cinemáticos y que registran una edad de enfriamiento de 4546 ± 21 Ma (Llambías et al., 1996).

Plutón La Escalerilla (13)

Marco descriptivo y distribución areal

Dentro de los cuerpos de composición granítica se destaca la porción sur del denominado granito o plutón de la Escalerilla, definido también como plutón de Pancanta-Valle de Piedra por González Bonorino (1961). Se extiende desde La Carolina en el norte hasta las estribaciones más australes de la sierra de San Luis. Con una extensión total de 52 km de largo y 2-6 km de ancho.

El plutón La Escalerilla aparece elongado en dirección meridiana, con una doble inflexión a la altura de Villa de la Quebrada, que se denomina monoclinas de la Escalerilla

Litología

Este cuerpo ha sido descrito como granito alcalifeldespático (Costa, 1981, 1983, Sales, 1996), granito común (Gardini, 1985), monzogranito (Ortiz Suárez et al., 1992) y granodiorita (Palma, 1987; Sales, 1996).

Según Costa (1983), a la latitud de Suyuque Viejo-El Durazno puede observarse en los sectores cuspidales de la sierra una roca de aspecto granítico, con foliación y grandes cristales de feldespato potásico, además de cuarzo y biotita (Figura 7). Esta litología pasa transicionalmente hacia el oeste sin variar su composición a texturas más foliadas con ojos de feldespato potásico, las que le confieren un aspecto gnéisico. Estas rocas aparecen atravesadas por un enjambre de diques de aplita, pegmatitas y granitos con una alineación predominante en dirección NE. La citada contribución menciona también la presencia de xenolitos de esquistos biotíticos y grumos melanocráticos en el granito, con contactos difusos y ondulados, formados por biotita de grano fino y cuarzo feldespato intersticial. Dichas características también fueron observadas por Rada (1984).

Las descripciones efectuadas en borde oriental del cuerpo (Gardini, 1985; Palma, 1987; Pascuet, 1989; Sales, 1996; Ricci, 1998) dan cuenta de composiciones variables entre granito alcali-feldespático con megacristales de feldespato potásico y granodiorita, con tonalidades gris oscuras por su alto contenido de biotita, variando a tonos gris-rosados. Todos estos trabajos, incluyendo a González Bonorino (1961) y Costa (1983) coinciden en mencionar importantes fenómenos de cizalla dúctil y frágil en cercanías de su contacto con el complejo metamórfico.

Relaciones estratigráficas y edad

Calderón (1994) analizó algunas características geoquímicas de este granito obteniendo evidencias de emplazamiento sincolisional. Al respecto, Ortiz Suárez et al. (1992) indicaron que este cuerpo tiene características pre-cinemáticas, aunque su tamaño y especialmente su diferencias con los demás cuerpos pre-cinemáticos sugieren una posible componente sin-cinemática en su emplazamiento. De acuerdo con Llambías et al. (1998) la información disponible es insuficiente para caracterizar las relaciones de emplazamiento de este cuerpo respecto a la fase de tectometamorfismo principal.

La geocronología U/Pb en circón obtenida por Camacho e Ireland (1997), ha arrojado una edad de 404 ± 5 Ma.

Milonitas y Faja Milonítica La Arenilla (14)

Marco descriptivo y distribución areal

Las rocas miloníticas aparecen en dos cinturones de ancho variable localizados en la ladera oriental de la sierra de San Luis y elongados submeridionalmente. Uno de ellos constituye una faja discontinua que se ubica en el borde oriental de la sierra en el área de la hoja y corresponde al extremo sur de la denominada Faja Milonítica La Arenilla (Ortiz Suárez et al. 1992). El otro sector está localizado en el borde oriental del plutón La Escalerilla.

Litología

En la Faja Milonítica La Arenilla se reconoce una matriz esquistosa que define una estructura de fluxión. El porcentaje de matriz varía a lo largo de la faja determinando así variaciones texturales que indican zonas de mayor o menor acción mecánica. Los efectos de la deformación se observan bien en el ámbito de la estructura interna de los cristales. Es

posible observar fenómenos de traslación reticular (gliding), como así también superficies irregulares y tortuosas donde las inclusiones han sido arrastradas y rotadas.

Cucchi (1964) analizó rocas con grados variables de deformación en la zona de Las Águilas y Los Puquios, mientras que Gardini et al. (1992) describieron al sur de Estancia Grande (La Estrechura) una faja milonítica que presenta recristalización y/o neomineralización en proporciones muy variadas, con una afectación dinámica que se incrementa hacia el norte. La roca preexistente, correspondería a intrusivos pegmatíticos y en varios agregados cuarzo-feldespáticos pueden reconocerse geometrías tipo "sigma" (Figura 8). La presencia de esta litología también fue reportada más al sur, afectando a esquistos, pegmatitas y granitoides en la región de Los Puquios y El Volcán (Ricci, 1998).

Fenómenos dinámicos que derivaron en el desarrollo de milonitas y protomilonitas, han sido descritos también en la zona de contacto entre el plutón de La Escalerilla y las rocas metamórficas (Costa, 1981, 1983; Gardini, 1985; Palma, 1987, Pascuet, 1989; Sales, 1996). La imposición de estos fenómenos presentan un ancho variable entre 100 y 800 m, reconociéndose además una importante sobreimposición de cizalla frágil, lo cual destaca la recurrencia de fenómenos dinámicos en este sector bajo diferentes condiciones reológicas de las rocas afectadas.

Relaciones estratigráficas y edad

Las milonitas pasan a esquistos o gneises menos deformados al sur y norte respectivamente de la faja de alta deformación.

No se conoce la edad de la deformación que generó la milonitización. Sin embargo podría corresponder al Ordovícico o Devónico, teniendo en cuenta las edades obtenidas por Camacho e Ireland (1997), en la zona de cizalla del Río Guzmán, ya fuera del área de estudio. Sims et al. (1998) han postulado que estos procesos tuvieron lugar principalmente durante el Devónico, caracterizando al ciclo que denominan Achaliano.

2.2. MESOZOICO

Marco descriptivo

Los registros mesozoicos presentes en la Hoja Geológica San Luis corresponden a secuencias

clásticas continentales, con manifestaciones volcánicas aisladas, expuestas en las Serranías Occidentales y Serranías Menores del sur.

Dichos afloramientos constituyen la culminación austral de la faja de depósitos mesozoicos y cenozoicos, que de manera casi continua se expone con orientación general NNO desde el extremo sur de la sierra de La Huerta (provincia de San Juan) hasta este sector de estudio. Dichas sedimentitas están representadas aquí por los depósitos asignados al Grupo El Gigante y a la Formación Lagarcito. La elongación de estos afloramientos en las Serranías Occidentales responde a la posición con igual dirección del eje de una estructura anticlinal (anticlinal Las Cabras), al cual se asocia también un alto topográfico (Alto Pencoso) identificable en casi toda la superficie de estudio.

Las restantes expresiones superficiales de rocas mesozoicas aparecen en las sierras de Las Barrancas y Charlone, en el SE del área de estudio. Debe mencionarse también que en el extremo sur de la sierra de Varela, ya fuera del área de estudio aflora la Formación Cerro Varela (Flores y Criado Roque, 1972) compuesta por una secuencia volcánicoclástica triásica (Flores, 1969; Costa et al., 1998).

Las sedimentitas mesozoicas se depositaron en una cuenca continental bajo el dominio de climas áridos-semiáridos, predominando sedimentitas clásticas, mayormente en facies de capas rojas y en menor proporción evaporíticas. Los paleoambientes corresponden a abanicos aluviales con sistemas fluviales y eólicos asociados, prevaleciendo cuerpos lagunares o salitrosos en los sectores axiales de la depresión (Flores, 1969; Flores y Criado Roque, 1972; Yrigoyen, 1975; Manoni, 1985; Yrigoyen et al., 1989; Rivarola, 1994). Estos depósitos corresponden casi en su totalidad a la denominada Cuenca de San Luis o Bolsón de Las Salinas (Flores, 1969), dentro de la cual pueden distinguirse a su vez dos cuencas menores: La cuenca de Las Salinas al norte (fuera del área de estudio) y la cuenca de Beazley al sur, separadas por la denominada Dorsal de San Pedro (Flores y Criado, 1972). El área estudiada incluye también el extremo occidental de la Cuenca de Villa Mercedes (Flores, 1969, Flores y Criado Roque, 1972 y Criado Roque et al., 1981b).

Las registros expuestos en las Serranías Occidentales se depositaron en una cuenca hemigraben, cuyo borde activo estaba localizado en una posición muy coincidente con el margen occidental actual de las serranías (Yrigoyen et al., 1989, Schmidt et al.,

1993, , Costa et al., 1995, Gardini et al., 1996). La proveniencia occidental de los materiales pséfiticos del Grupo El Gigante, destaca la existencia durante dicha época de una morfoestructura positiva al oeste de las serranías actuales (Schmidt et al., 1993; Maggi, 1994; Rivarola, 1994; Costa et al., 1995; Gardini et al., 1996), considerándose que dichos procesos extensionales estuvieron vinculados a los fenómenos de rifting continental dominantes en el NO argentino durante el Cretácico (Uliana et al., 1989).

Se interpreta que los asomos de rocas mesozoicas expuestos en las serranías menores del sur, alineados según el dorso La Resbalosa-La Cumbre-Pozo Peje (Criado Roque et al., 1981b, Costa, 1986) representan la expresión en superficie del extremo occidental de la cuenca de Villa Mercedes o en su defecto un desmembramiento menor de la cuenca de San Luis. La constitución facial de dichos depósitos permite suponer una posición tectoestratigráfica idéntica a la indicada para las Serranías Occidentales. Debe destacarse no obstante, que no se cuenta con adecuada información del subsuelo para precisar esta consideración.

Flores (1969) y Flores y Criado Roque (1972) indicaron que el Grupo El Gigante estaba constituido por dos secuencias conglomerádicas con transición lateral a areniscas (de base a techo: Formación Los Riscos-Formación El Jume y Formación la Cruz-Formación El Toscal), separadas por una unidad de areniscas y pelitas gris-verdosas (Formación La Cantera). Esta situación es visible en la localidad tipo de la Formación La Cantera (Costa et al., en revisión) y parcialmente en los alrededores de El Peñón (Figura 9), aunque la correlación entre los otros afloramientos mesozoicos, así como su individualización cartográfica, es difícil e insegura. La escasez de buenos afloramientos y los bruscos cambios en las características faciales, espesor, granulometría, además de frecuentes acuñamientos e interdigitaciones, atentan contra estas tareas. Asimismo, la información radimétrica es inexistente en este sector y los hallazgos paleontológicos solo tienen valor diagnóstico limitado.

Luego de la transición lateral de los términos conglomerádicos a las unidades predominantemente psamíticas, el relieve de estas rocas es casi inexistente. Generalmente están cubiertas por detritos cuaternarios (además de un espeso monte) y aparecen en pequeños afloramientos aislados. Se considera que los términos más distales de las Formaciones El Jume, La Cantera y El Toscal, expuestos en la zona de trabajo entre Naranjo Esquino y La

Cerrillada de Las Cabras son representativos de ambientes muy semejantes entre sí (sistemas fluviales predominantemente de baja energía y ambientes de playa). Ello torna muy difícil la discriminación litoestratigráfica de dichas unidades, habiéndose optado en consecuencia por agrupar a las mismas en una sola unidad cartográfica.

También se ha preferido la denominación cartográfica de "Cretácico indiferenciado" en aquellos casos en que la discriminación entre las diferentes unidades del Grupo Gigante y/o sus relaciones con la Formación Lagarcito es dificultosa ya sea por la escala de carteo o por información insuficiente.

Antecedentes

Las primeras citas sobre los depósitos actualmente referidos al Cretácico inferior en las Serranías Occidentales corresponden a Ave Lallemand (1875), quien ubicó a este conjunto de rocas en el Terciario. En cambio, Jegou (1883), Valentín (1896) y Gerth (1914) y Windhausen (1937), asignaron al Cretácico dichos sedimentos. Deletang (1929) equiparó a estas rocas con los "Estratos del Paganzo" y sin descartar que sus términos superiores fueran cretácicos, les asignó una edad permo-triásica. Las descripciones o citas posteriores de Pastore (1935); Biondi (1937, 1938); Trumpy (1937, 1938, 1942), Fossa Mancini (1939); Groeber y Stipanovic (1952); Stipanovic (1956); Mingramm (1960); Guiñazú (1961) y de la Mota (1963, 1964) aportaron nueva información sobre este conjunto sedimentario, coincidiendo en referir sus edades al Pérmico y/o Triásico.

Tineo (1966) propuso algunas correlaciones estratigráficas entre esta región y las secuencias mesozoicas de la cuenca de Mendoza Norte, mientras que Lurgo (1967) realizó un estudio más detallado de las sedimentitas expuestas en el sur de la sierra de El Gigante y estableció nombres informales para las principales unidades.

Flores (1969) elaboró la primer propuesta de ordenamiento estratigráfico formal para el Mesozoico de esta región, sobre la base de estudios propios y de la información recogida por los diferentes levantamientos encarados por los geólogos de YPF. Este autor propuso localidades tipo para las unidades litoestratigráficas, describió su litología y estableció correlaciones entre las mismas a escala regional, interpretando inicialmente su edad como triásica (Grupo El Gigante) y terciaria (Formación Lagarcito). Su trabajo constituye también la primer

referencia sobre este tipo de litología en las serranías menores del sur. En dicha contribución, las unidades de supuesta edad triásica fueron denominadas de base a techo como Fm. Conglomerado de los Riscos, Fm. del Jume, Fm. La Cantera, Fm. del Toscal, Fm. La Cruz y la unidad terciaria como Fm. Lagarcito, indicando además que las relaciones entre algunas de ellas estaban comúnmente dadas por cambios faciales o engranajes laterales. Esta propuesta fue retomada por Flores y Criado Roque (1972) quienes propusieron la denominación de Grupo del Gigante para agrupar a las formaciones recién referidas. La Fm. Lagarcito fue ubicada en discordancia sobre el mencionado grupo y reasignada al Jurásico tardío sobre la base del contenido paleontológico dado a conocer por Bonaparte (1970).

Criado Roque et al. (1981a) readaptaron la nomenclatura propuesta por Flores (1969) e identificaron las unidades como Formaciones Los Riscos, El Jume, La Cantera, El Toscal y La Cruz reasignadas al Cretácico inferior por (Yrigoyen, 1975). En el presente trabajo se utilizará la denominación "Grupo El Gigante" en reemplazo de "Grupo del Gigante" (Flores y Criado Roque, 1972).

La información radimétrica (González, 1971, Gordillo 1972, González y Tosselli, 1973, Yrigoyen 1975) y paleontológica (Bonaparte, 1970, 1978, Sánchez, 1973, Bonaparte y Sánchez, 1975, Yrigoyen 1975, Hunicken y Romero, 1981, Spinuzza, 1986, Mazzoni, 1985, Mazzoni y Hunicken, 1984, 1987, Prámparo, 1988a, 1988b, 1989, 1990, 1994) permitió acotar la edad del Grupo El Gigante y la Formación Lagarcito al lapso Jurásico tardío-Cretácico inferior. Estos datos fueron incorporados en los trabajos de síntesis de Flores (1979), Bonaparte (1981), Criado Roque et al. (1981a), Manoni (1985) e Yrigoyen et al. (1989). La última contribución identificó tres secuencias deposicionales, agrupando en cada una de ellas a las Formaciones Los Riscos, El Jume y La Cantera, las Formaciones El Toscal y La Cruz y la Formación Lagarcito.

Otros trabajos realizados en Punta de Sierra del Gigante, Cerrillada de Las Cabras, Cerro Charlone y Las Barrancas también aportaron información sobre las sedimentitas mesozoicas aflorantes en el área de la presente Hoja Geológica (Lanchas, 1981, Giaccardi, 1984, Lucero, 1984, Pérez, 1984, Di Paola, 1994, Rivarola y Aberastain, 1998).

2.2.1 CRETACICO

GRUPO EL GIGANTE

Distribución areal

En el área que comprende la presente hoja, los términos cretácicos del Grupo El Gigante están representados por sedimentitas asignables a las Formaciones Los Riscos, El Jume, La Cantera, El Toscal y La Cruz. Los afloramientos se disponen en el pie de sierra de la sierra de El Gigante, continuando en una franja de lomadas muy bajas vinculadas hasta la Cerrillada de Las Cabras.

Formación Los Riscos (15)

Conglomerados

Marco descriptivo y distribución areal

Esta denominación fue impuesta informalmente por Biondi (1937) para los conglomerados que afloran en los alrededores de El Peñón, sur de la sierra de El Gigante, cuyo relieve se caracteriza en parte por abruptas pendientes, de las cuales toma el nombre. En este sector Flores (1969) ubicó su perfil tipo.

En la presente Hoja Geológica, sus afloramientos se localizan desde el límite norte de la misma hasta las proximidades de El Peñón. Los mismos no muestran aquí una buena expresión en el relieve y están por lo general cubiertos por un manto detrítico derivado de la suprayacente Formación La Cruz.

Litología

Esta formación está constituida por ortoconglomerados polimícticos rojo-morados bien consolidados (Sosa, 1982). Sus bloques son angulosos y corresponden mayoritariamente a esquistos. El esqueleto está caracterizado por una fracción arenosa y la estratificación está pobremente definida.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, es imposible discriminar a esta formación de los conglomerados de la Formación La Cruz, excepto cuando la posición de los afloramientos de ambas pueden vincularse con la Formación La Cantera, cuyas areniscas finas grisáceas separan a ambas unidades.

Contenido fosilífero

La Formación Los Riscos ha sido hasta el presente estéril en hallazgos paleontológicos.

Ambiente de depositación

Existe coincidencia en afirmar que estos depósitos corresponden en su mayoría a sectores proximales de abanicos proximales de procedencia occidental (Schmidt et al., 1993, Costa et al., 1995, Gardini et al., 1996), depositados en un medio fluido denso con abundante material en suspensión (Lurgo, 1967).

Relaciones estratigráficas y edad

Según Flores (1969) la Formación Los Riscos apoya sobre el basamento cristalino (situación no visible en el área de estudio). En las inmediaciones de El Peñón puede reconocerse una transición lateral y vertical a términos psamíticos correspondientes a la Formación El Jume.

Se asume una edad cretácica inferior para estos sedimentos, sustentado en la información aportada por las otras unidades del Grupo El Gigante, aunque no se descarta que sus términos basales presenten una edad algo más antigua.

Formaciones El Jume, La Cantera y El Toscal (16)

areniscas, pelitas y evaporitas

Estas unidades se describen como una sola unidad cartográfica por las razones ya expuestas, aunque su descripción se encarará por separado.

Formación El Jume (Flores, 1969)

areniscas, pelitas y evaporitas

Marco descriptivo y distribución areal

Flores (1969) propuso el nombre de Formación El Jume, denominación asignada por Biondi (1937) para referirse a los depósitos situados debajo de las denominadas "Arcillas Esquistosas" en las inmediaciones de la estancia El Jume. Esta unidad se corresponde con lo que Trumpy (1937), denominara "areniscas coloradas". Posteriormente Lurgo (1967), incluyó a esta Formación como Miembro Jume dentro de lo que caracterizó como Formación La Aguada.

Dentro del ámbito de la presente hoja, esta unidad aflora con espesores del orden de la centena de metros en el faldeo sur de la sierra de El Gigante (Punta de Sierra). Se considera que parte de los afloramientos expuestos en el núcleo de la estructura

ubicada entre dicho sector y la Cerrillada de Las Cabras, corresponden a esta formación. Manoni (1985) indicó que esta unidad ocupa un área de sedimentación mayor que la Formación Los Riscos en el subsuelo de la cuenca de Beazley, pero menor que la ocupada por las Formaciones El Toscal y La Cruz.

Litología

La Formación El Jume está constituida por capas rojas predominantemente psamíticas con cantidades subordinadas de fangolitas.

En la sierra de El Gigante, Flores (1969) distinguió dentro de esta unidad tres miembros: Uno inferior compuesto principalmente por limolitas y lutitas varicolores, expuestas al sur del puesto Aguilar. Un miembro medio localizado en la cañada Punta de Sierra, definido por limolitas y areniscas finas a medianas, estratificadas en bancos con entrecruzamiento y onduladas y un miembro superior caracterizado por conglomerados polimícticos de colores violeta y rojo oscuro, con rodados subangulosos de cuarzo, pedernal y metamorfitas.

Para la zona de Punta de Sierra, Flores (1969) destacó la presencia de areniscas y limolitas de pardo rojizas (Figura 9), con intercalaciones de bancos psefíticos violáceos, polimícticos de matriz arenosa arcillosa. Las imbricaciones de cantos en los lentes conglomerádicos presentes en esta unidad indican una clara procedencia occidental de los mismos (Schmidt et al., 1993; Costa et al., 1995).

Entre Punta de Sierra y la Cerrillada de Las Cabras, las litologías referidas a esta formación se caracterizan por bancos de reducida potencia de areniscas y pelitas de coloración castaña rojiza, verde y grisácea, que intercalan bancos delgados de yeso dispuesto en forma paralela a la estratificación (Giaccardi, 1984; Pérez, 1984; Lucero, 1984). Los afloramientos expuestos en las canteras de yeso ubicadas en el núcleo del anticlinal al este de Represa del Carmen (Figura 10), podrían corresponder a esta Formación, ya que los mismos representan los niveles estratigráficos más inferiores expuestos del Grupo El Gigante. Allí aparecen bancos de yeso bastante puro de hasta 2 m de potencia, con intercalaciones evaporíticas impuras colores gris moradas y verdosas, además de pelitas de los mismos colores (Costa et al., 1993, Gardini et al., 1996).

En el pozo Alto Pencoso e-2 se le atribuye a la Formación El Jume un espesor cercano a los 250 m de areniscas medianas a gruesas, pardo rojizas, cla-

ras, poco consolidadas, En el pozo Beazley e-2, en tanto se ha interpretado como representante de esta unidad a una sección de areniscas rosadas, medianas a gruesas, cuarzo-lítica, con interposición de bancos arcillosos, pardo rojizos, de 120 m de espesor (Criado Roque et al, 1981a). Manoni (1985), agregó a dichas descripciones la referencia a un paquete de un espesor máximo de 270 m de vaques y areniscas líticas medianas a gruesas, castaño rojizas a castaño claras, con inclusiones arcillo-tobáceas verdes. Este autor relacionó su origen a cauces de alta energía y planicies aluviales de ambiente árido. En todo este sector pueden reconocerse abundantes intercalaciones evaporíticas (yeso).

En Punta de Sierra (extremo norte de esta Hoja Geológica), Lurgo (1967) asignó a esta Formación 500 m de espesor, mientras que para Flores (1969) solo alcanza 285 m. Giaccardi (1984) y Pérez (1984) reconocieron 24 m de potencia máxima al de la ruta provincial N° 26.

Ambiente de depositación

Lurgo (1967) argumentó que esta unidad era el resultado del cambio de facies de la Formación La Aguada (aproximadamente equivalente a la Formación Los Riscos) y caracterizó a estas sedimentitas como materiales fluviales, depositados en una llanura aluvial por canales de descarga irradiados en la parte superior de los conos de deyección de la Formación La Aguada.

Los depósitos ubicados al sur de Punta de Sierra parecen compatibles con sectores más alejados de los márgenes de cuenca, con predominio de sistemas fluviales de mediana y baja energía y ambientes lacustres someros, hasta evaporíticos.

Relaciones Estratigráficas

En la localidad tipo de la Formación La Canterana, ubicada en el sector de Punta de Sierra (ya fuera de la zona estudiada), puede observarse que La Formación El Jume reemplaza vertical y lateralmente a los conglomerados de la Formación Los Riscos. Sus depósitos son cubiertos en relación de concordancia por las lutitas de la Formación La Canterana. Esta situación también puede intuirse al pie de El Peñón.

Edad

Se asume que la Formación El Jume se depositó durante el Cretácico temprano, teniendo en cuenta

la edad aptiana de la suprayacente y concordante Formación La Canterana (Yrigoyen, 1975, Prámparo, 1994).

Formación La Canterana (Flores, 1969)

areniscas finas, pelitas, evaporitas

Marco descriptivo y distribución areal

Flores (1969) propuso formalmente el nombre de Formación La Canterana, en reemplazo de lo que Biondi (1937) denominara "Formación de Arcillas Esquistosas" y ubicó su perfil tipo en la cantera (Cantera de Gutiérrez) situada 3400 metros al noreste de El Mogote, en el sur de la sierra de El Gigante.

Los afloramientos típicos de esta unidad asoman al pie de El Peñón (Figura 10) y hasta la zona de Punta de Sierra, semicubiertos por el material coluvial perteneciente a la suprayacente Formación La Cruz. Por esta razón su mapeo es dificultoso, pese a que sus características macroscópicas la diferencian claramente de las otras unidades del Grupo El Gigante. Al sur de este sector, bancos de reducida potencia fueron asignados a esta formación por Giaccardi (1984); Pérez (1984) y Lucero (1984). En el subsuelo de la cuenca de Beazley esta unidad presenta gran extensión areal (Manoni, 1985).

Litología

En las inmediaciones de El Peñón la formación La Canterana está caracterizada por 8 m expuestos de areniscas finas varicolores (Figura 10), con la intercalación de un banco de pelitas moradas (Sosa, 1982). En la localidad El Toscal (7 km al SSE de la localidad de San Pablo o Puesto Aguilar), Flores (1969) describió 8 m de arcillas bentónicas y lutitas grises y rojas. Según Criado Roque et al. (1981a), la base de esta Formación no está expuesta en dicha localidad y el espesor parcial aflorante es de 18 m. Rivarola (1998) también reconoció allí areniscas finas a medianas de color gris verdoso masivas a pobremente laminadas, con óndulas y grietas de desecación. Hay alternancia de bancos delgados de lutitas de similar coloración finamente laminados y muy fosilíferos. Según dicho autor, hacia el techo del perfil se intercalan hasta predominar bancos de yesos laminados y masivos.

Al sur de Punta de Sierra, Pérez (1984) y Lucero (1984) reconocieron afloramientos de hasta 4 metros de potencia máxima que asignan tentativamente a esta unidad, compuestos por

litologías finas desde lutitas a areniscas finas, varicolores, fisiles y con una gama variada de estructuras sedimentarias.

Criado Roque et al (1981a) no reconocieron esta unidad en el subsuelo, aunque la correlacionaron con dudas con un paquete de areniscas pardo rojizas, gruesas hasta conglomerádicas, con intercalaciones de limolitas pardo rojizas, con un espesor aproximado de 60 m. Sin embargo, Manoni (1985) reportó 130 m en el subsuelo de potencia para la Formación La Cantera, representados principalmente por fangolitas rojas con delgadas intercalaciones arenosas, acompañadas de arcillitas verdes y en algunos casos varicolores.

Contenido Fosilífero

La Formación La Cantera constituye hasta el momento la unidad del Grupo El Gigante con mayor contenido paleontológico de valor cronoestratigráfico. En ella se ha reportado la impronta de vegetales indeterminables por su estado de conservación (Fossa Mancini, 1939, Lurgo, 1967, Flores, 1969, Yrigoyen, 1975), peces del género Pholidophoridae e insectos del género Notonectidae (Lurgo, 1967, Flores, 1969) además de otros insectos y arácnidos de familias indeterminadas (Bonaparte, 1981). Flores (1969) encontró brachiópodos (orden Filópoda, suborden Anóstraca) y peces. Yrigoyen (1975), dió a conocer una asociación de 19 géneros y 29 especies de palinomorfos. Posteriormente Hunicken y Romero (1981), reportaron el hallazgo de improntas vegetales asignándolas a angiospermas primitivas, quizá de las más antiguas del mundo, describiéndose más tarde insectos fósiles de los ordenes Heteróptera, Coleóptera, Hymenóptera y Dermáptera (Mazzoni y Hunicken, 1984, Mazzoni, 1985). Finalmente Prámparo (1988 a y b, 1989, 1990 y 1994) identificó 68 géneros y 111 especies de palinomorfos.

Los hallazgos mencionados provienen en su casi totalidad de la cantera donde se localiza su perfil tipo.

Ambiente de depositación

La Formación La Cantera se depositó en un ambiente esencialmente lacustre, lo cual ya fue reconocido en las primeras contribuciones sobre el tema (Fossa Mancini, 1937, 1939). Criado Roque et al. (1981a), argumentaron que la escasa extensión areal que presentan los afloramientos de esta unidad sumado a sus características litológicas, hacen supo-

ner un medio de acumulación de tipo lagunar asociado a una planicie aluvional baja, con depresiones endorreicas desconectadas y de dimensiones reducidas, criterio también compartido por Yrigoyen et al. (1989). Debe destacarse que Prámparo (1988 a y b) infirió un neto predominio del ambiente acuático sobre el terrestre en algunos niveles estratigráficos del perfil tipo, deduciendo además una posible influencia marina cercana, que actuó en forma intermitente durante el Cretácico temprano.

Según Manoni (1985), esta unidad representa la sedimentación en planicies y barreales y en menor proporción en lagunas continentales con dominio de carga suspensiva.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad sucede en relación concordante a las Formaciones Los Riscos y El Jume, relación visible en la zona del perfil tipo. Lurgo (1967) señaló que las pelitas de la Formación La Cantera son cubiertas mediante una discordancia (diastema) por las pefitas de la Formación La Cruz o en forma concordante por las sedimentitas de la Formación El Toscal, relación también observada por Flores (1969) e Yrigoyen (1975). Lucero (1984) definió un pasaje transicional entre las lutitas de esta unidad con las sedimentitas de la Formación El Toscal al sur de Punta de Sierra.

Para el subsuelo de la cuenca de Beazley, Manoni (1985) mencionó que esta unidad presenta un contacto transicional de base a partir de la Formación El Jume, y su contacto de techo con la Formación El Toscal es neto.

Edad

Las asociaciones de palinomorfos citadas por Yrigoyen (1975) permitieron asignar la edad de esta Formación al Cretácico inferior. Posteriormente, Prámparo (1988a), registró por primera vez en Argentina la presencia del género *Afropollis* con una de sus especies características, *Afropollis operculatus*, cuya existencia está restringida al Aptiano inferior alto. El hallazgo de *Huitrinpolleinites transitorius* y *Stephanocolpites mastrandreae* en los niveles estudiados de la Formación La Cantera, indicarían una probable equivalencia lateral de los sedimentos de esta unidad con los de la parte superior de la Formación Huitrín de la cuenca neuquina. A partir de estos datos, dicha autora propuso una edad Barremiana - Aptiana para la

Formación La Cantera. En una posterior contribución Prámparo (1994) reasignó la misma unidad al lapso Aptiano - Albiano temprano, basándose en un análisis bioestratigráfico detallado de la palinoflora.

Formación El Toscal (Flores, 1969)

areniscas, areniscas conglomerádicas, pelitas y evaporitas

Marco descriptivo y distribución areal

Esta denominación fue propuesta por Biondi (1937), para las sedimentitas limitadas en la base por la Formación La Cantera y en su techo por la Formación del Yeso (equivalente al miembro basal de la Formación Lagarcito). Trumpy (1937) estimó que estas sedimentitas podrían corresponder a un equivalente lateral de los conglomerados superiores de Biondi (1937). En concordancia con ello, Lurgo (1967) considera a esta unidad como un miembro de la Formación Punta Sierra (equivalente a la Formación La Cruz). Flores (1969) propuso su nombre actual e indicó que su perfil tipo se encuentra en la Estancia El Toscal, ubicada a 7 km al SSE del Puesto Aguilar en la sierra de El Gigante. Yrigoyen (1975) también indicó que existe una relación de interdigitación y reemplazo lateral entre estas dos unidades.

Los afloramientos de esta unidad se encuentran representados dentro del ámbito de esta hoja en el sector de Punta de Sierra y en algunos bancos cuyas relaciones de base son difíciles de precisar en los flancos del anticlinal Las Cabras. Según Manoni (1985) esta formación ha sido atravesada en todos los pozos de la cuenca de Beazley y corresponde a la unidad de mayor extensión en el subsuelo de todo el Grupo El Gigante.

Litología

Flores (1969) describió en la localidad tipo de esta formación, 118 m de areniscas y arcillitas, micáceas, rojas de grano medio, con estructuras de óndulas y entrecruzamiento, en bancos delgados, rematando con bancos de yeso en el tope de la secuencia.

En la zona de El Peñón se exponen areniscas coloradas cuarzo-feldespáticas-micáceas cuyo espesor no supera los 2 m. Hacia el techo su granulometría se hace más gruesa hasta intercalarse con los conglomerados de la Formación La Cruz (Sosa, 1982).

Flores (1969) refiere a esta unidad más de 30 m de areniscas y arcillitas rojizas de grano medio, friables algo entrecruzadas en Punta de Sierra.

Al sur de este sector, la composición de la Formación El Toscal ha sido descrita como areniscas rojas a amarillentas finas y micáceas, tornándose sabulíticas hacia el techo, con potencias comprendidas entre 14 y 50 m. (Giaccardi, 1984; Pérez, 1984 y Lucero, 1984). El segundo autor ha citado la presencia de un banco de conglomerados con clastos de basalto de 4 m de potencia en su base.

En el subsuelo de la cuenca de Beazley esta formación alcanza 130 metros de espesor máximo y está constituida por areniscas finas a gruesas, cuarzo-líticas, mal seleccionadas, con abundante matriz arcillosas roja (vague), con regular compactación (Manoni, 1985).

Contenido Fossilífero

Bonaparte (1981) reportó restos muy fragmentarios de un dinosaurio saurópodo de talla considerable y familia indeterminada, provenientes de estratos localizados en las proximidades de Naranjo Esquino, que según dicho autor corresponden a esta formación.

Ambiente de depositación

La Formación El Toscal representa a sectores medios a distales del borde de cuenca expuesto en la presente zona, caracterizados por los depósitos psefíticos de la Formación La Cruz.

Pérez (1994), Lucero (1994) y Giaccardi (1994) en la zona de Punta de Sierra-Cerrillada de Las Cabras asignaron estos depósitos a un medio fluvial de moderada energía. Por su parte, Manoni (1985) vinculó su origen con mantos de derrame aluvial (sheet flat) sobre una superficie de sedimentación aplanada con gran escurrimiento areal bajo un clima seco, inferido a partir de marcas de gotas de lluvia y grietas de desecación observadas en superficie.

Relaciones estratigráficas

En los alrededores de La Cantera (ya fuera de la superficie estudiada) y El Peñón puede observarse claramente la relación de engranaje lateral que existe entre las Formaciones El Toscal y La Cruz, ambas superpuestas concordantemente a la Formación La Cantera, tal como ha sido indicado por Lurgo (1967); Flores (1969); Yrigoyen (1975); Zunino

(1982) y Gardini et al. (1996). Esta situación también ha sido reconocida más al sur (Pérez, 1984).

Según Flores (1969), esta unidad infrayace discordantemente a la Formación Lagarcito en la localidad de El Toscal, aunque Yrigoyen (1975) caracterizó esta situación como una paraconcordancia, descripción que parece más acorde con las observaciones aquí efectuadas. Manoni (1985) también reconoció un pasaje superior transicional en el subsuelo, aunque existen algunos datos que contradicen esta información. En el pozo AP es-2, el contacto entre las Formaciones La Cruz y El Toscal es neto. En las secciones sísmicas parecería observarse el inicio de otro ciclo sedimentario a partir de la Formación La Cruz

Edad

La relación estratigráfica de esta Formación con la infrayacente Formación La Cantera, en la sierra de El Gigante, ubica su base cronológica en el Albiano-Aptiano.

Formación La Cruz (17) (Flores, 1969)

conglomerados

Marco descriptivo y distribución areal

Este nombre fue propuesto por Díaz (1947) para un conjunto psefítico, cuyo perfil tipo está ubicado en el arroyo La Cruz, pocos kilómetros al naciente de la cerrillada del Estanque, en la provincia de San Juan. Biondi (1937) había usado en sentido equivalente el nombre de “Conglomerados Superiores” y posteriormente “Conglomerado Punta de Sierra” (Biondi, 1938, 1939). Flores (1969) adoptó la denominación primitiva por considerar que en Punta de Sierra no se expone un perfil completo de esta unidad.

Lurgo (1967), acuñó la denominación de Formación Punta de Sierra para esta unidad y en ella distinguió tres miembros en su sector superior: Toscal (areniscas rojas), Puesto Albelo (evaporitas) y Jarilla (areniscas rojas).

Distribución areal

Los afloramientos de esta formación son los de mayor distribución superficial dentro de la cuenca de San Luis, situación que permite su carteo individual en este trabajo. Sus afloramientos más representativos se ubican en Punta de Sierra (Figura 12),

Cerrillada de Las Cabras, Cerro Charlone y Las Barrancas.

Litología

La litología de esta unidad dentro del área de esta hoja está representada principalmente por conglomerados con niveles subordinados de areniscas rojas. Los conglomerados son polimícticos, de colores castaño rojizos, con matriz arenoarcillosa y guijosa fina. Suele presentar un patrón de erosión alveolar en cortes verticales, con oquedades que remarcan los difusos planos de estratificación dispuestos en bancos de espesor variable.

Los gruesos paquetes conglomerádicos de la Formación La Cruz se interdigitan con las areniscas de la Formación El Toscal, relación observable en Punta de Sierra.

En las cercanías del puesto La Aguada (extremo norte de la Hoja Geológica), Sosa (1982) describió un ortoconglomerado polimíctico rojizo con bloques de hasta 1 m de diámetro y de 1 a 10 cm. de promedio, constituidos predominantemente por esquistos. En dicho sector, las imbricaciones de clastos sugieren una procedencia occidental de los mismos (Schmidt et al., 1993, Costa et al., 1995, Schmidt et al., 1995, Gardini et al., 1996).

En La Cerrillada de Las Cabras, esta formación también está constituida por conglomerados rojo-morados con clastos angulosos (predominantemente esquistos) y matriz arenosa. Los clastos tienen un tamaño promedio que oscila entre 10-20 cm de eje mayor y las imbricaciones de los mismos también indican una procedencia desde el oeste (Schmidt et al., 1995, Gardini et al., 1996).

Las potencias medidas para la Formación La Cruz muestran importantes variaciones conforme a los sitios en que fueron efectuadas. A su vez pueden reconocerse discrepancias entre mediciones efectuadas en los mismos sectores. Esto no solo sugiere una fuerte variabilidad en la geometría de esta unidad, sino probablemente también una falta de acuerdo sobre los criterios para individualizar a la misma. En la zona de Punta de Sierra, Lurgo (1967) midió 800 m de potencia, en tanto que Flores (1969) refirió 395 m. Yrigoyen (1975) e Yrigoyen et al. (1989) asignaron más de 400 m para la misma zona.

Al sur de la zona de estudio, las perforaciones efectuadas por YPF registraron un espesor máximo de 130 metros para esta formación, compuestos por conglomerados y paraconglomerados gris rojizo oscuros y castaño oscuros. Los rodados flotan en una

matriz pobremente seleccionada compuesta por arena y arcilla rojiza, los clastos son angulosos, de composición lítica con proveniencia del basamento pampeano (Manoni, 1985). Yrigoyen et al. (1989) le asignaron 75 m en el pozo B.es-1 y 127 m en el AP.es-2. ubicados al sur de la dorsal de San Pedro, destacando una notable disminución del tamaño de la fracción clástica respecto de los afloramientos de superficie.

Esta unidad contiene en su techo a manifestaciones de basaltos alcalinos que en el norte de esta zona (Sierra de Las Quijadas) han sido clasificados por Gordillo (1972) como traquibasaltos con alto contenido de potasio. En la Cerrillada de Las Cabras, 500 m al SE del puesto El Llanero, aflora un cuerpo volcánico de composición basáltica en el techo de la Formación La Cruz y en contacto con la suprayacente Formación Lagarcito. Sobre la base de contactos basales y cuspidales difusos, se infiere que su potencia alcanza algunas decenas de metros. Esta litología apoya en aparente concordancia sobre areniscas gruesas, bien seleccionadas, compuestas predominantemente por fragmentos líticos subredondeados de composición basáltica. Dicha particularidad sugiere que el volcanismo en la comarca estaría representado por más unidades, además de la que se describe. La volcánita aparece por lo general bastante alterada y presenta una tonalidad gris clara a gris oscura, abundante pasta vítrea y ausencia de fenocristales. Los sectores con mayor alteración muestran un aspecto brechoso, con pasta vítrea muy alterada y abundante cemento carbonático, dispuesto tanto en intersticios a modo de ligante, como en venillas. La importante alteración de estas rocas semeja en algunos lugares el aspecto de una brecha volcánica, mientras que otras veces parecen típicos conglomerados oligomícticos con abundante matriz arcillosa. Las observaciones efectuadas sugieren no obstante que no se trataría de brechas, aglomerados volcánicos u otro tipo de acumulaciones sedimentarias, sino de distintos productos de una misma roca volcánica con alteración diagenética diferencial.

Contenido fosilífero

No se han reportado hasta el presente hallazgos paleontológicos en esta unidad dentro de la zona de estudio, pero Bonaparte y Sánchez (1975) mencionaron el hallazgo de material fragmentario de un

nuevo género y especie de pterosaurio denominado *Puntanipterus globosus*, en el sector Quebrada Larga-Puesto Aguero (sierra de Las Quijadas).

Ambiente de depositación

Existe acuerdo en considerar que estos conglomerados fueron depositados en un ambiente de abanicos aluviales, típicos de una planicie aluvial desarrollada a partir de un frente montañoso. Para Flores (1969), las corrientes de agua de gran competencia arrastraron bloques y rodados por distancias relativamente cortas, criterio compartido por Criado Roque et al. (1981a). Según estos autores, las secciones aflorantes en distintos puntos de la cuenca permiten relacionarlos a sistemas fluviales trenzados alojados en los sectores medios y distales de un conjunto de abanicos aluviales.

Relaciones estratigráficas

El brusco cambio litológico que se observa entre las areniscas y pelitas de la Formación La Cantera y los conglomerados de la Formación La Cruz en el sur de El Gigante, sugiere un importante cambio en la evolución de la cuenca, probablemente producido por un evento tectónico regional. Si bien la actitud espacial de los estratos de ambas formaciones es concordante, resulta lógico suponer la existencia de una discontinuidad sedimentológica entre ambas, al menos en dicha zona, (Rivarola 1994). En tal sentido, de la Mota (1959) identificó una relación discordante, mientras que Lurgo (1967) refirió a la misma como una "falta de conformidad" o diastema. En la localidad tipo de la Formación La Cantera, Zunino (1982) describió un pasaje gradual entre esta unidad y la suprayacente Formación El Toscal, equivalente lateral de la Formación La Cruz. Sin embargo, este autor cita un brusco cambio de litologías entre las formaciones La Cantera y La Cruz. Los contactos de base de esta unidad en las zonas de Charlone y Las Barrancas son discordantes sobre rocas de basamento cristalino.

Para Flores (1969) e Yrigoyen (1975), la Formación La Cruz es cubierta en discordancia por la Formación Lagarcito o por sedimentitas más jóvenes del Cenozoico. Bonaparte y Sánchez (1975) consideraron que de existir esta discordancia, la misma carecería de significación temporal puesto que los pterosaurios de Formación La Cruz muestran una notable semejanza evolutiva con los identificados en la Formación Lagarcito en la sierra de Las Quijadas.

Edad

González (1971), dió a conocer el resultado de dataciones radimétricas de los basaltos expuestos en los alrededores de Hualtarán (sierra de Las Quijadas), obteniendo edades correspondientes al Jurásico superior (152 ± 7 Ma; 152 ± 8 Ma y 161 ± 3 Ma). Yrigoyen (1975) también dató dichas rocas, resultando edades comprendidas entre 107 ± 4 a 109 ± 4 Ma a las cuales relacionó con efusiones mesocretácicas del Aptiano, edad consistente con los datos paleontológicos. Sin embargo, aún resta corroborar si los depósitos asignados a esta formación en ese sector, son cronoestratigráficamente equivalentes a los depositados en el sur de la sierra de El Gigante.

Formación Lagarcito (18) (Flores, 1969)

evaporitas, areniscas finas, pelitas varicolores

Marco descriptivo y distribución areal

Biondi (1937) describió afloramientos de yeso en el norte de la sierra de Las Quijadas, posteriormente denominados "Conglomerados Superiores de Lagarcito" por Díaz (1947), los cuales según Flores (1969) corresponden a la base de la Formación San Roque.

A su vez, Lurgo (1967) bautizó a estos depósitos como Formación Santa Rosa, en el sur de El Gigante y los incluyó dentro de la porción inferior de los denominados Estratos de Los Llanos (Terciario). Fue Flores (1969) quien le dió rango formacional a esta unidad, ubicando su perfil tipo en el puesto Lagarcito al este del cerro Guayaguas (provincia de San Juan).

La Formación Lagarcito aparece constituyendo un suave relieve de cuevas discontinuas con tenues inflexiones desde los alrededores de Naranjo Esquino hasta el oeste de la estancia Matabo, a la latitud de la Cerrillada de Las Cabras. Afloramientos puntuales asignados con dudas a esta unidad se reconocen también en el flanco occidental del anticlinal Las Cabras y en la zona de Las Barrancas y Cerro Charlone. Flores (1969) citó además asomos de esta formación en el borde oriental del Bolsón de las Salinas, en los alrededores de la ciudad de San Luis y cerca de la estación Zanjitas.

Litología

La Formación Lagarcito se encuentra general-

mente cubierta o semicubierta por un manto detrítico aluvial y sus afloramientos son visibles a expensas de las quebradas que la disectan.

Según Flores (1969) e Yrigoyen (1975) esta unidad consta en su mayor parte de areniscas, limolitas y arcilitas rojizas y anaranjadas. En algunos lugares la secuencia se inicia con un nivel psefítico, mientras que hacia los niveles superiores predominan depósitos silicoclásticos finos y evaporíticos.

Flores (1969) asignó a esta unidad 219 m de potencia en la localidad de El Toscal. El mismo autor describió más de 70 m de sedimentitas rojas en la zona de Las Barrancas, las que comienzan en la base con conglomerados polimícticos rojizos con rodados angulosos de hasta 20 cm de diámetro, compuestos por gneises, cuarzo y pegmatitas. En ellos se intercalan bancos de areniscas ferruginosas rojo oscuras de grano medio y estratificación entrecruzada. En el sector Punta de Sierra-Cerrillada de Las Cabras han sido descritas areniscas varicolores, pelitas y bancos de yeso de hasta 18 m de potencia (Giaccardi, 1984; Lucero, 1984; Pérez, 1994).

En opinión de Yrigoyen (1975) las facies evaporíticas ocuparían un 40 % del total de la columna de esta unidad.

En el noroeste de la Cerrillada de Las Cabras (cerca del puesto El Llanero), la Formación Lagarcito apoya en forma concordante sobre la Formación La Cruz. En un destape exploratorio para explotación de bentonita ubicado 1 km al NE de dicho puesto, se expone una columna de 10 m que de base a techo está constituida por areniscas finas y arcilitas verdosas, pelitas moradas y areniscas rojas con pequeños lentes conglomerádicos. Los niveles verdosos están compuestos casi exclusivamente por bentonita (Figura 13). Más al sur, esta formación comienza con areniscas rojizas de grano fino y bastante micáceas, en ocasiones con pequeñas intercalaciones lenticulares de areniscas guijosas. La Formación Lagarcito apoya aquí sobre las rocas volcánicas ubicadas en el techo de la Formación La Cruz, descriptos precedentemente.

En el subsuelo de la cuenca de Beazley ha sido citada una potencia de 320 m para esta formación, compuesta por areniscas medianas rosadas, cuarzo-líticas, bien seleccionadas, con escasa participación arcillosa y acompañadas por yeso (Manoni, 1985).

Los espesores totales estimados para la Formación Lagarcito en el ámbito de la cuenca de San Luis, varían entre 200-250 m (Flores y Criado Ro-

que, 1972, Yrigoyen, 1975) y 350 m (Yrigoyen, 1981, Yrigoyen et al., 1989). Aunque Lurgo (1967), le asignó 450 m de espesor máximo para la zona de Punta de Sierra del Gigante.

Contenido Fósilífero

La Formación Lagarcito ha resultado una unidad bastante fértil en cuanto a hallazgos paleontológicos, aunque los mismos solo han sido reportados hasta el presente en la sierra de Las Quijadas.

Dentro de los mismos se destacan pterosaurios de la Familia Pterodactylidae denominado *Pterodaustro guinazui* (Bonaparte, 1970, 1971, 1978; Sánchez, 1973), peces (Bocchino, 1973, 1974). La variedad y el valor de dichos hallazgos han sido ampliados en dicha zona, a partir de los trabajos de Chiappe et al. (1995a, 1995b, 1995c, 1998a, 1998b), Codorniu et al. (1998), Davila et al. (1998), Laza y Rivarola (1998), Rivarola et al. (1997) y Rivarola y Aberastain (1998).

Ambiente de depositación

Los ambientes deposicionales de la Formación Lagarcito en el área de esta Hoja Geológica comprenden desde sectores proximales (Las Barrancas y Charlone, Cerrillada de Las Cabras) a distales de una planicie aluvial con frecuentes intercalaciones de niveles lacustres y cuerpos evaporíticos. Las características de los depósitos fluviales denotan importantes variaciones, registrándose desde cauces con alta energía hasta las transiciones a sistemas lacustres (Flores, 1969, Yrigoyen, 1975, Yrigoyen et al., 1989).

Yrigoyen (1975) e Yrigoyen et al. (1989) indicaron que la Formación Lagarcito se depositó en un ambiente árido, mientras que Chiappe et al. (1995a, 1995b y 1998b), vincularon en la sierra de Las Quijadas a estos depósitos con un clima semiárido templado.

Relaciones estratigráficas

Las relaciones estratigráficas basales de la Formación Lagarcito han sido objeto de controversias. Varios autores han sostenido su posición discordante respecto a los conglomerados de la Formación La Cruz (Flores, 1969, Yrigoyen, 1975, Manoni, 1985, Yrigoyen et al., 1989), con base en observaciones efectuadas en el perfil del Potrero de la Aguada (sie-

rra de Las Quijadas). Dentro del ámbito de la presente Hoja Geológica, la Formación Lagarcito expone un pasaje transicional en su base a partir de las pesfitas de la Formación La Cruz, en Las Barrancas y al norte del Cerro Charlone. En la zona de Punta de Sierra de El Gigante esta formación muestra un contacto neto y concordante con las infrayacentes unidades del Grupo El Gigante.

En la Cerrillada de Las Cabras esta unidad apoya en concordancia sobre la Formación La Cruz, aunque es muy probable que el brusco cambio litofacial implique también un intervalo de erosión o no deposición entre ambas formaciones.

Flores (1969) indicó que en el borde oriental del denominado Bolsón de Las Salinas, la Formación Lagarcito descansa directamente sobre metamorfitas del basamento.

Respecto a la relación de techo de esta unidad, existe un consenso generalizado respecto a la existencia de una discordancia angular que separa a esta unidad de los conglomerados de la Formación San Roque (Terciario). No ha sido posible encontrar afloramientos propicios para corroborar dicha situación dentro del área de estudio, aunque se estima que de existir una relación de angularidad, debería ser mínima, a juzgar por la actitud espacial de ambos depósitos en afloramientos contiguos (SE de Naranjo Esquino, Mataco). Asimismo, depósitos asignados al Terciario que aparecen en pequeños asomos al NO de la Cerrillada de Las Cabras (flanco oeste del anticlinal Las Cabras) presentan la misma disposición espacial que la Formación Lagarcito.

Edad

La Formación Lagarcito fue originalmente asignada al Terciario (probablemente inferior) (Biondi, 1937, Trumpy, 1942, Díaz, 1947, de la Mota, 1963, Lurgo, 1967). El hallazgo de restos de pterosaurios en la base de dicha unidad (Bonaparte 1970 y 1971) y su comparación con géneros del norte de Europa derivó en su asignación al Jurásico tardío - Cretácico temprano.

Los aportes de Yrigoyen (1975), sobre las edades de la Formación La Cantera y de los basaltos de Hualtarán, establecieron un piso de edad aptiana para la Formación Lagarcito. El mismo autor la asignó al Cretácico tardío, considerando la presencia de una discordancia basal que la separaba de las unidades del Grupo El Gigante. En cambio Bonaparte y Sánchez (1975) y Bossi (1977) destacaron que la edad de esta Formación respecto a su infrayacente

no podía ser muy diferente. Chiappe et al. (1995a y 1998), consideran a la Formación Lagarcito de edad albiana, sobre la base de nuevas evidencias paleontológicas.

Grupo El Gigante-Formación Lagarcito indiferenciados (19)

conglomerados, areniscas y pelitas rojizas

Marco descriptivo y distribución areal

Se incluyen en esta unidad a los depósitos asignados al Mesozoico expuestos en las sierras de Las Barrancas y Charlone. La escala de trabajo y el conocimiento de la sucesión estratigráfica en esta zona, no permiten una adecuada discriminación cartográfica de sus componentes, principalmente en lo que hace a los límites entre el Grupo El Gigante y la Formación Lagarcito. Por estas razones se ha optado por agrupar a dichos afloramientos en una sola unidad. Se ha tenido en cuenta también que no existe aún una adecuada base descriptiva que permita una correlación confiable entre estos términos y los afloramientos en las Serranías Occidentales. Debe considerarse para ello no solo las importantes variaciones faciales laterales de los depósitos continentales, sino además el hecho que probablemente ambas manifestaciones correspondan a registros de diferentes cuencas.

Litología

Caracterizan a esta unidad una sucesión de espesor desconocido de areniscas y conglomerados de colores rojizos, con intercalaciones de bancos y lentes de granulometría más fina e igual coloración (Figura 14).

Contenido paleontológico y ambiente de depositación

Rivarola y Aberastain (1998) reportaron icnites de dinosaurios indeterminados en la sierra de Las Barrancas. Estos sedimentos han sido depositados principalmente en un ambiente de planicies aluviales en climas áridos.

Relaciones estratigráficas y edad

Si bien existe una notable similitud litológica, las relaciones con las sedimentitas aflorantes en las Serranías Occidentales no son aún bien conocidas. Esta unidad se asigna al Cretácico en sentido amplio.

2.3 CENOZOICO

2.3.1 TERCIARIO

Formaciones San Roque, Las Mulitas y Cruz de Piedra (20)

areniscas, conglomerados, pelitas

Marco descriptivo

Los depósitos asignados al Terciario en la zona bajo estudio, corresponden a afloramientos de escasa representación areal a la escala del presente carteo, en los cuales han podido discriminarse algunas unidades no individualizables a la escala del presente carteo, cuyas edades se suponen comprendidas en el lapso Oligoceno superior-Plioceno. Están caracterizados por sedimentos clásticos continentales, en su mayoría de tipo capas rojas, cuyas mayores potencias han sido reportadas en el subsuelo de la cuenca de Beazley. Sus mejores afloramientos no obstante, se encuentran en Potrero de los Funes, Las Chacras y Sierra de Los Padres. Las restantes exposiciones corresponden a una delgada franja asociada al relieve de cuevas de la sucesión homoclinal que aparece entre la sierra de El Gigante y Cerrillada de Las Cabras (Serranías Occidentales) y al sur del cerro El Lince. Asomos puntuales de rocas asignadas al Terciario han sido reconocidos también en algunas quebradas de la ladera occidental de la sierra de San Luis, aunque los mismos no son representables en la presente escala de trabajo.

La desconexión entre los afloramientos de las rocas terciarias y la casi inexistente información cronoestratigráfica, atentan contra una adecuada correlación entre las mismas. Esta desfavorable situación ha generado confusiones y discrepancias en la definición de la columna estratigráfica. Para el presente trabajo se ha optado por agrupar a las distintas unidades definidas para el Terciario de la región en una sola unidad cartográfica, en atención a la problemática expuesta y a la escasa representación cartográfica individual de las mismas. No obstante, se mantendrá su descripción por separado.

Antecedentes

Las características generales de los depósitos asignados al Terciario fueron mencionadas en las contribuciones de Gerth (1914) y Tapia (1935), así como en los diversos informes producidos por YPF (Biondi, 1937, 1938; Trumpy, 1937; Díaz, 1947).

Guiñazú (1961) aportó nuevos datos sobre las capas rojas aflorantes al suroeste de la sierra de San Luis y Lippmann (1966) estudió con mayor detalle las sedimentitas expuestas en el sector Potrero de los Funes-Las Chacras. Pascual y Bondesio (1981) resumieron los escasos datos existentes sobre los sedimentos terciarios, destacando que su conocimiento a esa fecha era muy limitado y parcial.

En la última década se desarrollaron varios estudios concentrados en el extremo sur de la sierra de San Luis (Di Paola et al., 1990; Rivarola, 1990; Di Paola y Rivarola, 1992a y b; Di Paola y González, 1993; Rivarola y Di Paola, 1993), sobre los que se basaron algunos intentos por establecer esquemas correlativos regionales entre estas unidades (Di Paola, 1994).

Oligoceno superior-Plioceno **Formación San Roque (Flores, 1969)**

areniscas, conglomerados, pelitas

Marco descriptivo y distribución areal

Biondi (1937) propuso el nombre de «Areniscas de San Roque» para referirse a los sedimentos rojos expuestos en las barrancas de San Roque (9 km al E de la ciudad de San Luis) y que según dicho autor eran correlacionables con los «Estratos de los Llanos» en la provincia de La Rioja. Flores (1969) formalizó dicha nomenclatura, ubicando la sección tipo en la localidad mencionada.

Los sedimentos asignados a esta formación aparecen en la depresión de Potrero de los Funes y Las Chacras (extremo sur de la sierra de San Luis), donde han sido mejor estudiados. Hacia el sur existen expresiones saltuarias entre las sierras de Los Padres y Varela, si bien en la sierra de Las Barrancas se expone quizás la sucesión más completa de estos depósitos en la zona estudiada.

La Formación San Roque aflora también como suaves lomadas al sur de Naranjo Esquino y en los cortes de barrancas en toda esa zona hasta el sur de la Cerrillada de Las Cabras. La sucesión terciaria (que según algunos autores incluye también a la Formación Las Mulitas) subyace al delgado manto de sedimentos cuaternarios y la actitud homoclinal con suave inclinación al este de sus capas, se reconoce debido al patrón del drenaje, entre el Alto Pencoso y la cañada de San Gerónimo-Balde.

La Formación San Roque, está presente en el subsuelo de esta región y su presencia ha sido reportada en las perforaciones efectuadas en la zona

de estudio (Tapia y Rigal, 1933; Flores, 1969; Flores y Criado Roque, 1972; Manoni, 1985; Yrigoyen et al., 1989).

Litología

En el área al sur de la sierra de San Luis, Lippmann (1966) describió fanglomerados, conglomerados y areniscas, con buena a regular selección, compuestos principalmente por clastos derivados de la destrucción de las rocas del basamento cristalino, redondeados a subredondeados.

Pessio (1989) caracterizó a esta formación en las inmediaciones del dique Cruz de Piedra como areniscas arcólicas mal seleccionadas, algo conglomerádicas, de color pardo rojizo y gris, con cemento calcáreo, algo ferruginoso y escasamente silíceo.

En Potrero de los Funes, Di Paola et al. (1990) destacaron que la secuencia asignada a esta formación era una sucesión continua granodecreciente, en la que Rivarola (1990) distinguió tres miembros que de base a techo denominó aluvial, fluvial y playa de barreal, renombrados como Miembros inferior, medio y superior respectivamente por Di Paola y Rivarola (1992a). El Miembro inferior fue caracterizado por dichos autores como fanglomerados castaño rojizos con clastos imbricados y arquitectura mantiforme, con intercalaciones de areniscas y un espesor calculado en 150 m. En el Miembro medio predominan conglomerados verde-grisáceos, con estratificación difusa e intercalaciones de lentes psamíticos, habiendo estimado para el mismo las referidas contribuciones un espesor total de 1500 m. El mejor desarrollo del Miembro superior está expuesto en Las Chacras (cantera Los Comederos), donde en un espesor aflorante de 14 m predominan pelitas rojizas en parte abigarradas con débil estratificación e intercalaciones de areniscas micáceas.

En el ámbito de las Serranías Occidentales (principalmente al norte del área de estudio), Flores (1969) indicó que podían distinguirse tres miembros dentro de esta formación. El miembro inferior estaba caracterizado según dicho autor por pelitas y areniscas gruesas rojizas, tobas varicolores y un conglomerado superior; el miembro medio por limolitas, tobas y areniscas blanquecinas; y el miembro superior por un conglomerado constituido principalmente por cuarzo, de coloraciones grisáceas. Dicho autor indicó además que en Las Barrancas se presenta el perfil más ilustrativo de esta unidad, con 350 metros de espesor y sin observarse su techo. Los trabajos

de campo realizados con motivo del presente carteo permitieron asignar a la Formación San Roque una potencia aforante de 413 m. En dicho sector.

Gardini et al. (1996) mencionaron que los sedimentos terciarios en las Serranías Occidentales entre Naranjo Esquino y Mataco, corresponden a areniscas grises de grano fino con intercalaciones de areniscas conglomerádicas, destacando que son frecuentes los clastos de areniscas rojas finas (Figura 15).

Ambiente de depositación

En la depresión de Potrero de los Funes, estos depósitos están vinculados a flujos y otros depósitos proximales originados en ambientes áridos a semiáridos en su sección inferior. En tanto la secuencia suprayacente corresponde a depósitos fluviales de corrientes entrelazadas (Miembro medio) y a facies de playas o barreales (Miembro superior) (Rivarola, 1990; Di Paola y Rivarola, 1992b).

En las Serranías Occidentales, los términos asignados a la Formación San Roque podrían ser referidos a extensas planicies aluviales, habiendo sido reconocidos también en su mitad superior depósitos de barreales y depresiones endorreicas (Manoni, 1985).

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación San Roque apoya en discordancia sobre el basamento cristalino en el sector de Potrero de los Funes-Las Chacras-Cruz de Piedra. En los otros sectores, esta unidad suprayace a las rocas mesozoicas en una relación que también ha sido caracterizada como discordante (Flores, 1969, Yrigoyen, 1975). Esta última situación no ha podido ser corroborada debido a la falta de buenos afloramientos que expongan el sector de contacto. No se observan apreciables diferencias en la actitud de ambas sucesiones, ni siquiera en el flanco activo de los anticlinales de generación andina (Cerrillada de Las Cabras, Las Barrancas, Charlone).

En su techo, la Formación San Roque también presenta una relación discordante según Flores (1969) con la Formación Las Mulitas, situación difícil de corroborar como se comentará a continuación.

Di Paola y Rivarola, (1993) mencionaron que en el extremo sur de la sierra de San Luis, los depósitos asignados a la Formación San Roque, constituyen la respuesta local a movimientos de ascenso del basamento cristalino circundante. Dichos movimientos no se han registrado en las demás serranías donde aparece esta formación, a juzgar por el paralelismo

que caracteriza a sus contactos con las rocas infrayacentes. En esos sectores, la Formación San Roque parece ser más bien la consecuencia de depósitos de extensas planicies fluviales de procedencia andina. Resulta evidente por lo tanto, que la asignación del mismo nombre formacional a todos estos depósitos necesita de criterios de correlación confiables, los cuales no son disponibles al presente. Dicha solución no es sencilla, considerando la falta de registros fósiles diagnósticos y las similitudes entre sus litologías, no solo con las sedimentitas mesozoicas, sino en algunos casos también con depósitos asignables al Pleistoceno.

Di Paola (1994) bautizó como Formación Donovan a depósitos esencialmente conglomerádicos de color rojo-morado presentes en las serranías del sur (Figura 15), asignando los mismos al Pleistoceno. Se considera que lo unificado por dicha autora en una sola entidad litoestratigráfica, corresponde a dos unidades diferentes. Los sedimentos que suprayacen en discordancia a las capas rojas asignadas al Terciario en las cercanías de la localidad de Donovan, pueden ser equiparables a la denominada Formación Fanglomerado del Potrero, como se sugiriera en dicha contribución (ver Capítulo 2.3), sin que ello requiera acuñar un nuevo nombre formacional. En cambio, la depositación de las sedimentitas asignadas a la Formación Donovan más al sur, es previa a la deformación andina responsable del plegamiento anticlinal de las sucesiones observadas en Las Barrancas y Charlone. Ello se deduce por la posición vertical de estos registros en el flanco occidental de dicho pliegue y por casi inexistente relación de angularidad en el flanco oriental de esa estructura con los depósitos mesozoicos infrayacentes. Considerando la degradación erosiva de estas morfoestructuras, es improbable que el plegamiento haya ocurrido con posterioridad al Pleistoceno, por lo que la edad de la denominada Formación Donovan debe ser sin duda pre-cuaternaria. Se entiende en consecuencia que dichos registros deberían asignarse al Terciario, pudiendo ser incluidos dentro del espectro que abarca la Formación San Roque.

PLIOCENO

Formación Las Mulitas (Flores, 1969)

Areniscas con niveles piroclásticos y evaporíticos

Marco descriptivo y distribución areal

Flores (1969) denominó con este nombre a sedi-

mentos que Biondi (1937) definiera como "San Roque Superior". Según las observaciones del primer autor, éstos apoyan en discordancia sobre la Formación San Roque, ubicando su localidad tipo en el paraje Las Mulitas, situado algunos kilómetros al sur de San Pedro.

Di Paola (1994) cuestionó la validez estratigráfica de la Formación Las Mulitas, considerando que el perfil tipo definido por Flores (1969) mostraba inconsistencias respecto a su composición litológica y relaciones estratigráficas. Dicha autora sugirió que tales niveles podrían ser homologables con la Formación Lagarcito. Asimismo Di Paola y Rivarola (1992a y b), destacaron que los depósitos asignados por Canalis et al. (1988) a dicha formación en Las Chacras, correspondían en realidad al Miembro superior de la Formación San Roque.

No obstante, la información disponible del subsuelo de la cuenca de Beazley (Flores, 1969, Flores y Criado Roque, 1972, Manoni, 1985, Yrigoyen et al., 1989) ha destacado siempre la existencia de esta unidad en el subsuelo.

Según Flores (1969) y Pascual y Bondesio (1981), los depósitos asignados a esta formación se presentan rellenando pequeños bolsones excavados en las distintas formaciones expuestas en la cuenca de San Luis, alcanzando hasta 830 m en el subsuelo de la cuenca de Beazley (Flores, 1969, Flores y Criado Roque, 1972, Criado Roque et al., 1981a, Manoni, 1985, Yrigoyen et al., 1989). Dentro del ámbito de la presente Hoja Geológica no se han reconocido afloramientos que permitan reconocer tanto su filiación a esta unidad, como su representación a la escala del presente carteo.

Litología

Según Flores (1969), el perfil de esta formación se inicia en su localidad tipo con un banco de yeso y tobas amarillentas, lapilli y bombas con cierto redondeamiento. Pueden intercalarse también niveles arcílicos rojo-violáceos que suelen incluir grandes rodados de andesitas. En coincidencia con lo destacado por Di Paola (1994), tampoco se ha logrado reconocer los componentes volcánoclasticos referidos por Flores (1969) en dicho sector.

Los sedimentos asignados a la Formación Las Mulitas en el subsuelo han sido descriptos también como capas rojas con predominio psamítico y un aumento de material piroclástico y evaporítico respecto a la infrayacente Formación San Roque (Manoni, 1985, Yrigoyen et al., 1989).

Contenido fosilífero

Rusconi (1936) estudió restos fósiles provenientes de las barrancas de los arroyos seco del Chilcal y Buen Retiro, ubicadas unos 16 km al oeste de San Gerónimo y que según Flores (1979) corresponden a esta unidad. Ellos pertenecen a mamíferos como *Puntanotherium guiñazui* (= *Chasicotherium rothi* Cabrera y Kraglievich); *Stereotoxodon tehuelche guiñazui* y *Acrotypotherium tapiai* n. sp. Según Bordas (1941) y Pascual (1954) y estas formas muestran marcadas analogías con la fauna de Chasicó.

En la localidad de El Retamo (límite con La Rioja, al norte del área de estudio) fueron descriptos *Chasicotherium rothi* (Pascual, 1954), *Neoadinotherium triangulatum* (Bordas, 1941) y *Ocnotherium intermedium* (Pascual, 1954).

Ambiente de depositación

De la litología citada para esta formación, se infiere un ambiente de planicies aluviales en ambientes áridos-semiáridos, muy probablemente de procedencia andina, con aporte piroclástico y desarrollo de barreales en sus sectores distales.

Relaciones estratigráficas y edad

El escaso conocimiento estratigráfico de las rocas cenozoicas impide establecer un adecuado juicio de valor respecto a las discusiones originadas en torno a la validez de esta unidad, para lo cual tampoco contribuye la imperfecta información descripta en su localidad tipo. Se entiende también aquí que los sedimentos asignados a esta unidad en Las Chacras corresponden en realidad a la Formación San Roque. La escasa información disponible en los puntuales afloramientos de rocas asignables al Terciario en el ámbito de la Depresión Longitudinal Central no permite observaciones conclusivas al respecto.

Se mantiene la presente unidad en el texto en mérito a la importancia asignada a la misma en los estudios del subsuelo, aunque son necesarios mayores trabajos para dilucidar el esquema estratigráfico cenozoico y su organización en unidades formales.

Según Yrigoyen et al. (1989) esta unidad está separada mediante discordancias de la Formación San Roque (Fase Quéchuica) y de los depósitos cuaternarios (Fase Diaguítica).

Flores y Criado Roque (1972) refirieron a la Formación Las Mulitas parte de los denominados

“Estratos de los Llanos”, los que según Guiñazú (1961) forman las llanuras del norte y oeste de la provincia de San Luis. Según Flores (1979) puede sospecharse una edad comprendida entre el Mioceno medio a superior, hasta el Plioceno inferior atendiendo a los restos fósiles de mamíferos encontrados por Guiñazú y que fueran estudiados por Rusconi (1936), Bordas (1941) y Pascual (1954).

El hallazgo en las viejas colecciones del Museo de La Plata de un cráneo de *Ocnerotherium intermedium* proveniente de la Formación Arroyo Chasicó, ratifica de manera incuestionable que los sedimentos asignados en El Retamo a la Formación Las Mulitas representan localmente la edad-mamífero Chasicuense, correspondiente al Mioceno superior (Pascual y Bondesio, 1981). Por otro lado, la exhumación de restos de *Doellotatus*, de sedimentos tentativamente asignados a la Fm. Las Mulitas, del oeste de las Salinas del Bebedero (González, 1979), demuestra la continuidad del proceso sedimentario y evolutivo que transgrede el tiempo geológico, por lo menos desde la edad-mamífero Chasicuense a la Huayqueriense (Pascual y Bondesio, 1981).

Formación Cruz de Piedra (Lippmann, 1966)

Areniscas y conglomerados

Marco descriptivo y distribución areal

Lippmann (1966) utilizó este nombre para definir a sedimentos presentes en las partes bajas de las superficies elaboradas en las sedimentitas terciarias en el sector Potrero de los Funes-Cruz de Piedra y que refirió al Pleistoceno. Posteriormente, Rivarola y Di Paola (1993) vincularon esta unidad con los depósitos suprayacentes a la Formación San Roque en Potrero de los Funes, asignando a la misma una edad pliocena.

Lippmann (1966) indicó que esta unidad aflora aisladamente en la zona de Cruz de Piedra, Las Chacras y Potrero de los Funes, aunque Rivarola y Di Paola (1993) restringieron su expresión al último sector.

Litología

Lippmann (1966) caracterizó a esta sucesión como areniscas limosas a conglomerádicas, pardo rojizas, poco calcáreas, macizas, friables y con selección regular. Predominan areniscas gruesas has-

ta conglomerádicas de colores rojo-grisáceos, que según Rivarola y Di Paola (1993) presentan sus mejores exposiciones en el sector suroriental del embalse Potrero de los Funes. Allí pueden reconocerse areniscas gruesas con matriz arenosa y guijas compuestas por plutonitas y metamorfitas del basamento. Según dichos autores la fracción clástica de esta unidad proviene de la erosión de las psefitas de la Formación San Roque.

La Formación Cruz de Piedra presenta inclinaciones que oscilan entre 10° y 15° hacia el cuadrante sur.

Ambiente de depositación

Lippmann (1966) y Rivarola y Di Paola (1993) coinciden en considerar que esta unidad se depositó sobre un relieve labrado en la Formación San Roque y los últimos autores destacaron que sus registros son el resultado de flujos ácueos y depósitos fluviales en cuencas locales, bajo el predominio de climas áridos.

Relaciones estratigráficas y edad

En el margen sur del embalse Potrero de los Funes puede reconocerse las relaciones discordantes en base y techo de esta unidad con las Formaciones San Roque y Fanglomerado del Potrero respectivamente. Rivarola y Di Paola (1993) indicaron que estas relaciones también caracterizan a los escasos afloramientos de esta formación fuera de esta área.

Di Paola y González (1992) estimaron una edad pliocena superior para estos depósitos, en base a restos de silicofitolitos recolectados en ese mismo sector.

2.3.2 CUATERNARIO

Marco descriptivo

Los sedimentos cuaternarios cubren aproximadamente el 90% de la Hoja Geológica San Luis y sus características están estrechamente vinculadas con los principales ambientes geomorfológicos de esta región. Corresponden mayoritariamente a sedimentos fluviales, aluviales y eólicos, que ocupan el ámbito de la denominada Depresión Longitudinal Central y las cuencas de los ríos Desaguadero y Tunuyán. En la depresión de la Salina del Bebedero, predominan depósitos evaporíticos de playa y médanos.

La información cronoestratigráfica disponible

permite asignar la mayoría de los depósitos expuestos al Holoceno. En los sectores proximales a las áreas serranas y en la base de las cárcavas labradas por los principales cursos de drenaje fluvial, se exponen sedimentos referidos al Pleistoceno, pudiendo abarcar incluso a términos estratigráficos más bajos.

Antecedentes

Los afloramientos cuaternarios de la provincia de San Luis fueron motivo de descripciones generales desde mediados del siglo pasado. Probablemente la primer referencia corresponde a de Moussy (1860), quien mencionó someramente la estratigrafía del sur de la sierra de San Luis, destacando la presencia de esqueletos fósiles muy voluminosos. Posteriormente Ave Lallemand (1875) y Valentin (1895) también describieron algunas características de los sedimentos recientes del sur de la sierra. Gerth (1914); Deletang (1929) y Cordini (1967) se ocuparon de la región de la Salina del Bebedero.

Gez (1931); Guiñazú (1946, citado en Strasser et al., 1992); Pastore y Ruiz Huidobro (1952); Adaro (1955) y Cappannini (1955) también aportaron información sobre el Cuaternario de diversos sectores comprendidos en esta Hoja Geológica.

Más recientemente, la mencionada problemática ha sido referida en numerosas contribuciones, entre las que se destacan las de González (1981, 1982, 1983, 1994); González et. al. (1980; 1981); Peña Zubiate y Strasser (1981); Strasser et.al. (1984); González y Weiler (1984); Latrubesse y Ramonell (1990 a y b); Latrubesse et al. (1990); Ramonell et al. (1992, 1993); Ramonell y Latrubesse (1991); Tognelli et.al. (1993); Canalis (1993); González Díaz y Fauqué (1993); Rodríguez y Barton (1993); Chiesa et.al. (1996); Iriondo (1996); Strasser et.al. (1996); Tognelli et.al. (1997) y Strasser et.al. (1998)

2.4.2.1 Plioceno superior?-Pleistoceno

Depósitos de cobertura de superficies de erosión (pedimentos?) (21)

Conglomerados

Marco descriptivo y distribución areal

Esta unidad agrupa a los depósitos psefíticos que se apoyan en discordancia sobre superficies de erosión labradas en el basamento cristalino y en las

sedimentitas terciarias. Incluye a lo que anteriormente fuera denominado Formación San Roque (Lippmann, 1966), Manto Detrítico (Canalis et al., 1988), Formación Cuchi Corral (Pessio, 1989) y Formación Las Chacras (Latrubesse et al., 1990).

Estos depósitos aparecen adosados a la ladera occidental de la sierra, en los sectores de Potrero de Los Funes-Las Chacras-Cruz de Piedra y probablemente en la sierra de Los Padres.

Litología

Corresponden a esta unidad psefitas grises a pardo claras generalmente poco consolidadas, cuya geometría tabular determina un paisaje “aterrazado” o mesetiforme. Los bloques y clastos provienen del basamento cristalino circundante y sus colores claros tienen relación con el abundante cemento carbonático presente, que forma patinas en los bloques y clastos.

Latrubesse et al. (1990) indicaron que el perfil tipo de lo que definirían como Formación Las Chacras está ubicado en el paraje homónimo, caracterizado por un ortoconglomerado pardo grisáceo claro, con bloques de hasta 1 m³, clastos mayores subredondeados y matriz integrada por arenas y guijas muy finas. El espesor máximo asignado por estos autores es de 8 m.

En las inmediaciones de Suyuque Viejo, Riera (1996) mencionó que la potencia de estos depósitos oscila entre 2 y 15 m, correspondiendo a conglomerados grisáceos con distribución bimodal en el tamaño de bloques y clastos y matriz areno-limosa castaña grisácea.

Ambiente de depositación

Esta unidad ha sido considerada como producto de depósitos gravitatorios, diversos tipos de flujos y otros sedimentos asociados a un ambiente de abanicos aluviales (Latrubesse et al., 1990). Debe mencionarse no obstante que si bien la morfología en planta de estos depósitos es semejante a abanicos aluviales, los mismos no pueden considerarse como tales en sentido estricto, en razón de su geometría tabular y su escasa potencia. Esta unidad debió depositarse como un manto detrítico aluvial sobre una superficie de erosión regional.

Relaciones estratigráficas y edad

La presente unidad apoya sobre las rocas del

basamento cristalino en el piedemonte occidental serrano y sobre rocas terciarias en el sur de la sierra de San Luis. En el último caso la discordancia es erosiva, con una leve angularidad con los estratos infrayacentes. Aunque dicho ángulo aumenta en cercanías de las fallas que afectaron a las sedimentitas terciarias previo al desarrollo de dicha superficie.

Estos depósitos no presentan cobertura, excepto ocasionales depósitos mantiformes loessoides con potencia menor al metro.

Di Paola (1994) indicó que la Formación Las Chacras estaba separada por una discordancia en su techo de la Formación Fanglomerado del Potrero, situación que no ha podido ser corroborada en los trabajos de campo.

Latrubesse et al., (1989) consideraron que la depositación de la Formación Las Chacras fue previa al Pleistoceno superior. La falta de información de cronología absoluta impide precisar mejor la edad de esta unidad, aunque también se considera muy probable que la misma abarque términos inferiores y/o medios de Pleistoceno. Sin embargo, tampoco se descarta su generación a finales del Plioceno, si se tiene en cuenta que estos depósitos constituyen la cubierta detrítica de una importante superficie erosiva, cuya generación debe haber sido anterior a la fase de levantamiento principal de la sierra (Plioceno-Pleistoceno?).

PLEISTOCENO

Depósitos de abanicos aluviales (22)

Conglomerados

Marco descriptivo y distribución areal

Esta unidad refiere a sedimentos vinculados mayoritariamente con remanentes de morfologías correspondientes a abanicos aluviales e incluyen a las denominadas Formaciones San Roque (Lippmann, 1966), Fanglomerado del Potrero (Rivarola y Di Paola, 1991) y Donovan (Di Paola, 1994). No se descarta que algunos de los depósitos ubicados en esta unidad puedan corresponder a depósitos de cobertura de superficies de erosión, ya que en algunos sectores no ha sido posible observar su base, sobre todo en el sector occidental de la sierra de San Luis. Aparecen en el sector pedemontano occidental de la sierra de San Luis, entre las quebradas de Guascara y Sierra de los Venados, donde su morfología corresponde a abanicos aluviales que

actualmente se encuentran desconectados entre sí y disectados por los abanicos coalescentes de la planicie aluvial pedemontana. Se han observado también en el Potrero de los Funes y en las inmediaciones de Donovan-Cerro El Lince

Litología

En el piedemonte occidental de la sierra de San Luis, Costa (1992) y Riera (1996) describieron conglomerados pardo-grisáceos, clasto a matriz soporados sin base visible. En las cercanías de Suyuque Viejo, los mismos autores reportaron la presencia de un banco de cenizas de 50 cm de espesor, cubierto por un conglomerado tobáceo

Lippmann (1966) caracterizó a esta unidad como fanglomerados compuestos por bloques y cantos rodados finos a gruesos, angulosos a subredondeados, cementados por carbonato de calcio, que coronan un relieve de mesillas en la zona de Las Chacras.

En la depresión de Potrero de los Funes Di Paola et al. (1990) y Rivarola (1990) describieron psefitas asociadas a abanicos aluviales, a las que el segundo autor denominó Fanglomerado del Potrero y que Rivarola y Di Paola (1991) renombraron como Formación Fanglomerado del Potrero. Las mejores exposiciones se localizan en las inmediaciones del hotel Potrero de Los Funes. Dichos autores reconocieron dos facies en ese sector: Una unidad aglomerádica-conglomerádica con psefitas clasto-transportadas polimícticas y matriz arenosa con cemento calcáreo, y una litofacies psamítica de 1.5 m de potencia de color rosado. El espesor total expuesto de esta sucesión alcanza a dichos autores a 18 m.

Di Paola (1994) bautizó como Formación Donovan a depósitos fluviales pardo grisáceos de guijas y arenas que apoyan en discordancia sobre las rocas terciarias en cercanías de la estación Donovan (Figura 17), ya descriptos por Pastore y Ruiz Huidobro (1952). Dicha autora equiparó a esta sucesión con la Formación Fanglomerado del Potrero y calculó para la misma una potencia de más de 1.500 m, extendiendo sus discontinuos afloramientos hasta el cerro Charlone.

Ambiente de depositación

Rivarola y Di Paola (1991) consideraron que estos depósitos de abanicos aluviales fueron la respuesta a un cambio en el nivel de base regional de origen diastrófico, cuyos depósitos representan la acción de diversos tipos de flujos además de procesos netamente fluviales.

Relaciones estratigráficas y edad

En el frente serrano occidental, esta unidad se encuentra encajada dentro de los Depósitos de Cobertura de Superficies de Erosión a cotas más bajas que los mismos, lo que atestigua su generación posterior. Las diferencias altimétricas son claras en los sectores próximos a la unión sierra-piedemonte, por lo que la diferenciación entre ambas es sencilla. En el sector distal, estas diferencias desaparecen debido a un menor gradiente de inclinación de la presente unidad, lo cual dificulta el mapeo. Los presentes depósitos son reemplazados lateralmente hacia el oeste del frente serrano por los abanicos coalescentes de generación más reciente y que contienen a la mayor parte de los cauces funcionales.

En la zona de Potrero de los Funes-Las Chacras, esta relación no es clara. No obstante, tomando como base a las unidades definidas en dicho sector, se considera que la edad de los Depósitos de Cobertura de Superficies de Erosión (Formación Las Chacras) debe ser más antigua que la Formación Fanglomerado del Potrero. Ello se basa en considerar que la Formación Las Chacras representa la cobertura detrítica de una importante superficie de erosión (pedimento?), cuya generación debió involucrar un importante período de calma tectónica, previo a la fase de levantamiento principal a la cual se vincula la presente unidad.

Se interpreta que estos registros abarcan principalmente al Pleistoceno, aunque no se descarta edades más jóvenes (Holoceno?) para algunos componentes de los mismos.

PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO

Depósitos de planicies aluviales (23)

Conglomerados

Marco descriptivo y distribución areal

La presente unidad comprende al conjunto de abanicos aluviales coalescentes desarrollados al pie de la sierra de San Luis y generalmente al oeste de las unidades pedemontanas descritas anteriormente, los cuales se extienden hasta el eje de la Depresión Longitudinal Central. En ella se incluye también al sector distal del abanico del río Nogolí, antes de su encauzamiento en el eje de la cañada San Gerónimo-Balde.

Estos depósitos comprenden también a las bajadas asociadas a las Serranías Occidentales, que

ocupan una importante franja desde algo al este de estas serranías (sector de divisoria de aguas) hasta la actual llanura de inundación del río Desaguadero.

Litología

Caracterizan a esta unidad una alternancia de depósitos arenosos de colores claros con intercalaciones de gravas y materiales loessoides, cuyos espesores son variables. El grado de mezcla entre dichos componentes suele ser también variable en función del grado de retrabajamiento de estos depósitos.

Los depósitos asociados al ámbito de las Serranías Occidentales son predominantemente arenosos, con abundante matriz arcillosa y cemento de yeso o carbonático, resultantes de la degradación de las rocas mesozoicas. La participación loessoides es variable, aunque siempre en menor proporción que la que caracteriza a los depósitos aluvio-eólicos de la Depresión Longitudinal Central. Esta unidad presenta un espesor máximo aquí de un par de metros, observándose sistemas canalizados en el este de la misma, con fuerte reflectancia en las imágenes aéreas, que al oeste de las serranías pasan a diseños fluviales distributarios, propios de abanicos aluviales.

Ambiente de depositación

Estos sedimentos corresponden a depósitos aluviales pedemontanos de ambientes áridos-semiáridos. En el caso de la sierra de San Luis, los mismos están asociados a un importante relieve relativo, en el que los depósitos de algunas escorrentías estivales importantes, suelen alcanzar el eje de la depresión en la cañada de San Gerónimo-Balde.

Depósitos aluvio-eólicos de la Depresión Longitudinal Central y pampas de altura (24)

Limos y arenas, material loessico in situ y redeopsitado

Marco descriptivo y distribución areal

Esta unidad a depósitos de carácter fundamentalmente loessoides, con intercalaciones de niveles fluviales y desarrollo ocasional de un paleosuelo en la parte superior. El predominio del primer tipo de materiales permite su diferenciación de los Depósitos de Planicies Aluviales.

Se incluyen también aquí a los depósitos expues-

tos en cárcavas y barrancas que rellenan a las suaves depresiones de la superficie de erosión expuesta en el basamento cristalino de la sierra de San Luis. A las mismas se las denomina “pampas de altura” y presentan dimensiones diversas. Los depósitos correspondientes a esta unidad se ubican en altitudes comprendidas entre 1.400 y 1.600 m.s.n.m., donde la precipitación media anual es de 700 mm y la temperatura media anual de 12° C. De acuerdo con la interpretación de Iriondo y Kröhling (1996), dicha posición queda comprendida dentro de los límites de criogenia de la sierra de San Luis. Se diferencian del resto de los depósitos loessoides por la mayor participación de material coluvio-fluvial (principalmente en su base) y por la presencia de paleosuelos desarrollados en ambientes húmedos.

Las variaciones faciales que presenta esta unidad en el ámbito de la Depresión Longitudinal Central responde a las características propias del ambiente depositacional, en particular a las características del área de aporte. Los depósitos periféricos a los abanicos aluviales adosados al basamento cristalino son predominantemente eólicos, mientras que en aquellos próximos a las Serranías Occidentales, dominan los depósitos psamíticos, fluviales y eólicos.

Ramonell et al. (1992) y Canalis (1993) extrapolaron a este sector las unidades litoestratigráficas definidas en la Planicie Loessoides, al sureste de la sierra de San Luis por Latrubesse y Ramonell (1990).

Estos depósitos se ubican en el ámbito de la denominada Depresión Longitudinal Central (González Díaz, 1981), cubriendo una extensa franja que se distribuye entre la sierra de San Luis y Serranías Occidentales y los extremos norte y sur de esta Hoja Geológica.

Litología

Los depósitos correspondientes a la región axial de la “Depresión Longitudinal Central” fueron caracterizados por Guiñazú (1961) en el área limítrofe a la cañada de San Gerónimo-Balde como sedimentos loésicos de textura arenosa (2,00 a 4,00 metros), pardo rojizos y con gravas.. Su material procede de la destrucción de las rocas cristalinas y sedimentarias subyacentes. Apoyan sobre las areniscas terciarias por intermedio de un banco de rodados fluviales, o bien por un banco de arcilla consistente rojiza. Hacia arriba, esta unidad termina con un horizonte de “tierra negra fósil”, cubierto por un delgado manto de sedimentos aluviales y eólicos que

forman el suelo actual. Destacó además el mencionado autor que la “tierra negra fósil” se encuentra en forma discontinua, formando parte del piso de algunos cañadones, tales como el de Los Araditos, Bajo del Chilcal, Los Cerrillos, Las Tres Hermanas, La Brea, y a lo largo de la cañada de San Gerónimo y Balde especialmente sobre su costado occidental y el eje de la misma. Asimismo, se preservan en la red de barrancas que surcan los bajos de la Rinconada, estancia de Civelli y Los Gatos, formando la parte superior de un depósito loésico, consistente, calcáreo, algo arcilloso.

Un perfil integrado de techo a base, de las unidades litológicas reconocidas por Guiñazú (1961), comprende arena fina, suelta, estratificada en delgados estratos, de color pardo rojizo; “tierra negra” con conchillas de *Planorbis peregrinus*, *Littoridina sp.* y *Succinea meridionalis*; loess pardo rojizo arenoso fino con conchillas de *Littoridina sp.* y *Succinea meridionalis* y finalmente un banco de rodados fluviales sobre las areniscas coloradas terciarias. El mismo autor describió en el río seco de los Araditos, cerca de San Isidro, dos horizontes de tierra negra, de 0,70 y 0,30 m de espesor.

Canalis (1993) describió al oeste de la localidad de Chosmes un sedimento limoso con muy escasa proporción de arena muy fina, color pardo amarillento claro, friable y macizo, con un paleosuelo de color gris oscuro a negro de 0,20 metro de espesor en su techo. Le suprayacen 0,50 m de material limo arenoso, color pardo grisáceo claro y suelto. Al norte de Jarilla, dicho autor observó de base a techo arenas medianas a gruesas, con 10 a 15 % de sábulos, maciza y color pardo grisáceo; suprayaciendo limos macizos, color pardo rojizo, con 2 % de sábulos y seudomiscelios, que en algunos lugares rematan en un paleosuelo, color gris oscuro. En discordancia erosiva, se apoya un limo laminado plano paralelo y friable, que es cubierto por arenas macizas y laminadas, friables y color pardo amarillentas.

González (1981) reconoció 6 m de sedimentos aluviales correspondientes a bajadas distales en el sector noroeste de la depresión del Bebedero, en discordancia erosiva sobre los sedimentos terciarios. Esta sucesión incluye dos paleosuelos muy poco desarrollados y está integrada por arenas finas a gruesas, pardo grisáceas, con lechos de gravas finas intercalados, abundante matrix limosa y frecuentes clastos de SiO₂ amorfo tamaño grava.

Los sedimentos observados en las pampas de altura apoyan sobre las rocas del basamento cristalino y muestran potencias que varían entre 4 y 12 m.

Sus secciones incluyen niveles cineríticos de 0,10 a 0,20 m y paleosuelos de 0,60 a 2 m de espesor.

Las características sedimentológicas de esta unidad fueron descritas por Cappannini (1955); Strasser et al. (1984, 1998) y Chiesa et al. (1997), en afloramientos ubicados principalmente en el extremo norte del presente relevamiento. Strasser et al. (1998) distinguieron en el paraje La Cobrera (ya fuera del área de estudio) 2,00 m, de un paleosuelo; 6.30 m, de sedimentos loésicos y loessoides de color pardo oscuro y textura predominante franco limosa; 1,00 correspondiente a un paleosuelo de color pardo claro, con estructura granular y bloques subangulares. Culmina el perfil hacia el techo con 2,00 m de sedimentos fluviales de textura franco arenosa y desarrollo de procesos pedogenéticos bajo condiciones hidromórficas en su parte superior.

Contenido fosilífero

Los restos paleontológicos exhumados de los sedimentos correspondientes a esta unidad, no han sido motivo de estudios morfológicos detallados ni tampoco se ha explicitado el nivel estratigráfico portador. Guiñazu (1961) dió a conocer la presencia de *Equus sp.*, *Glyptodon sp.* y *Paleolama sp.* y Chiesa et al. (1996) presentaron un resumen de los antecedentes sobre el hallazgo de mamíferos fósiles conocidos hasta el momento, en cuyo listado se destacan: *Panochthus sp.*, *Toxodon sp.*, *Equus (Ameriphus) sp.*, *Megatherium sp.*, *Glyptodon sp.*, *Paleolama wedelli*. Dicha asociación permite asignar a los sedimentos portadores al Pleistoceno Superior.

En las áreas de Inti Huasi, La Carolina, Río La Carpa, Cañada Honda y Paso del Rey algo al norte del área estudiada han sido reportados restos de *Panochthus sp.*, *Toxodon sp.*, *Equus sp.*, *Megatherium sp.* y *Glyptodon sp.* (Gez, 1931; Adaro, 1955).

En el valle de Pancanta y arroyo Mundo Nuevo de los horizontes infrayacentes al paleosuelo inferior y homologados con aquellos de La Cobrera, fueron exhumados restos de vertebrados correspondientes a *Milodontinae* y *Glyptodontinae*, respectivamente, lo que permitió asignar dichos depósitos al Pleistoceno Superior (Strasser et al., 1998).

Ambiente de depositación

El suelo actual que corona usualmente a esta unidad, es característico de regiones semiáridas con balances hídricos negativos. Se observan en él evidencias de removilización y enterramiento por el

escurrimiento superficial debido a lluvias torrenciales esporádicas. En las depresiones topográficas, este efecto inhibitor del desarrollo del suelo se manifiesta por las intercalaciones de arenas gruesas y gravillas de aporte local.

La asociación faunística exhumada en los sedimentos loessoides, pone de manifiesto condiciones ambientales condiciones áridas a semiáridas, con temperaturas medias inferiores a las actuales, o por lo menos temperaturas medias invernales biológicamente no aprovechables (Prado, *et al.*, 1997). Estos datos son coincidentes con los obtenidos por González (1990), quien infirió condiciones de marcada aridez durante episodios de importante enfriamiento (entre 20.000 y 11.600 años antes del presente) en latitudes medias (entre 27° y 33° Latitud Sur), situadas al este de la Cordillera de los Andes.

Los sedimentos de las pampas de altura corresponden predominantemente a depósitos de caída alojados en suaves depresiones intraserranas. Dentro de dicho ambiente, participan en forma subordinada detritos guijosos y arenosos derivados del basamento cristalino y asociados a procesos coluviales y fluviales.

De los dos paleosuelos identificados por Strasser et al. (1998), el paleosuelo inferior corresponde a un horizonte humífero desarrollado a partir de un material parental, principalmente alóctono, que fue transportado en suspensión eólica y depositado en pequeñas depresiones con drenaje impedido. Estas características habrían generado procesos paleopedogenéticos bajo condiciones hidromórficas por imbibición desde la superficie del perfil durante gran parte del año.

El paleosuelo superior, puede correlacionarse con el descrito en Estancia Grande por Strasser et al., (1984) y asignado por dichos autores al Holoceno. En aquel sedimento, las características del complejo adsorbente permitieron inferir para su génesis condiciones de un balance hídrico positivo. Ello contrasta con los sedimentos infrayacentes, en los que se reconocieron indicadores de condiciones semiáridas durante su formación. Por lo anterior, puede afirmarse que durante el desarrollo de esta unidad, se registraron cambios climáticos de cierta importancia.

Relaciones estratigráficas y edad

La presente unidad podría ser equivalente con los depósitos que Santa Cruz (1979) definió como

Formación San Luis y que Ramonell y Latrubesse (1991) asignaran a la Formación Barranquita.

En las pampas de altura ubicadas al oriente de La Carolina, Cappannini (1955) distinguió un variado número de horizontes, asignando los basales al Lujanense (Pleistoceno Superior) y los cuspidales al Platense (Holoceno).

Depósitos de planicie loessoides (25)

Loess, arenas

Marco descriptivo y distribución areal

Santa Cruz (1979) agrupó a estos sedimentos, dentro de la Formación San Luis, identificando en ella dos miembros. Pascual y Bondesio (1981), cuestionaron esta unidad, considerando que el referido autor no delimitó con precisión su distribución areal y que su litología se basa en criterios poco acertados.

Latrubesse y Ramonell (1990) tampoco consideraron válida a la Formación San Luis y propusieron para una sucesión representativa de estos depósitos aflorante en el Arroyo Barranquita (10 kms al sur de El Trapiche), tres unidades formacionales que de base a techo y en discordancia sobre el Basamento Cristalino denominaron Formaciones Alto Grande, Barranquita y Algarrobito. Entre las dos últimas unidades se intercala un paleosuelo, denominado Suelo Los Toldos (Ramonell y Latrubesse, 1991), ya caracterizado por Strasser et al. (1984).

Se ha preferido mantener aquí una denominación litoestratigráfica informal que incluya a las formaciones recién citadas, debido a la ausencia de criterios cronoestratigráficos que permitan conocer las relaciones temporales entre las entidades citadas en diferentes sectores geográficos.

Esta unidad comprende los depósitos de la amplia depresión ubicada al sur de la sierra de San Luis, en donde las profundas cárcavas desarrolladas exponen el dominante carácter loessoides de estos sedimentos, en la que se interstratifican niveles fluviales y paleosuelos (Figura 18).

Litología

La región al “sur de la sierra de San Luis” fue caracterizada por Pastore y Ruiz Huidobro (1952), quienes relevaron cinco asociaciones de sedimentos cuaternarios. Una sexta asociación asignada al Pampeano viejo y no cartografiada por ser visible solo en la base de las barrancas de los ríos El Du-

razno y San Roque, fue referida como un depósito aluvial fino, arenoso, pardo claro algo rojizo, calcáreo y micáceo, con partes bien cementadas que forman una arenisca friable, con leve reacción de sulfato.

En el sector Donovan-El Lince, se reconoce un loess típico con intercalación de sedimentos arenosos (médanos) y ceniza volcánica blanquecina con “tierra negra” (Pastore, 1942). Estas características también son parcialmente visibles en Huejeda, 300 metros al este de la estación del ferrocarril (Canalis, 1993).

En el área comprendida entre el arroyo Barranquita y la ruta provincial N° 20, Ulacco (1983) discriminó dos zonas texturalmente diferentes. La zona norte, cuyos perfiles de base a techo presentan cuatro horizontes: grava arenosa de guijones, loess, paleosuelo (limo arcilloso-arenoso) y loess con desarrollo de suelo actual y la zona sur, con solo dos horizontes de grava arenosa de guijones y arena limosa con desarrollo de suelo actual.

En el arroyo Barranquita, Latrubesse y Ramonell (1990) describieron la sucesión aflorante compuesta de base a techo por: Formación Alto Grande (1,80 m de conglomerados polimicticos, pardo grisáceos, 1,50 m de arenas con laminación paralela, con algunos niveles de grava mediana y fina); Formación Barranquita (5 m de materiales eólicos limoarenosos, pardo amarillentos, y un paleosuelo de 0,60 m); Formación Algarrobito (3,60 m de gravas y arenas aluviales con pequeñas capas de limo y arenas finas intercaladas. Suprayace un loess arenoso de 1,30 metro de espesor, color pardo amarillento y macizo). Posteriormente, Ramonell y Latrubesse (1991) definieron el paleosuelo antes citado como Suelo Los Toldos.

Strasser et al. (1996) describieron un perfil integrado del área El Durazno-El Amparo, diferenciando de techo a base: un paleosuelo, con techo decapitado y superficie expuesta a la erosión, de textura franco limosa; infrayacen tres mantos loessoides de color pardo amarillento. Se intercala en esta sucesión un paleocanal, constituido por clastos y bloques con matriz arenosa, procedentes del basamento cristalino y en las cubetas de desbordes del mismo, se distingue una laminación formada por arenas y limos, interstratificado con niveles de minerales pesados. En una sección próxima dichos autores distinguieron un paleosuelo de textura franco arcillosa en el techo a franco limosa en la base, color pardo grisáceo muy oscuro y contenido en materia orgánica del 1,3 %. En el techo del paleosuelo y con una potencia de 0,15 m, se ubica un nivel de cenizas vol-

cánicas, que se destaca en el perfil por su color gris, cubierto por 0,60 m de sedimentos de textura limosa y color pardo. En esta capa de cenizas se encontraron diatomeas. La presencia de estas algas unicelulares indican procesos subácuos de depositación y sugiere que este cuerpo de agua estaba en un proceso de formación al depositarse la capa de cenizas. La base de la sucesión son loess de textura franco limosa, color pardo amarillento y moderada reacción al CIH.

Contenido fosilífero

Latrubesse y Ramonell (1990) describieron restos de *Megatherium americanum*, *Equus* (*Ameriphus*) sp. y *Stegomastodon* sp. en la Formación Barranquita, y restos de *Equus equus* y *Bos taurus* en la Formación Algarrobito. Tognelli et al. (1993) identificaron restos de *Megatherium americanum* y *Equus* (*Ameriphus*) cf. *neogeus* prodecentes de los depósitos loessoides inferiores.

En las observaciones de campo realizadas se constató la presencia de restos articulados de *Equus equus*, *Bos taurus* y *Lagostomus maximus*.

Ambiente de depositación

Según Tognelli et al. (1993) y Strasser et al. (1996), las características semiáridas o de balance hídrico deficitario predominantes entre 28,000 y 11,000 años A.P. (Estadío climático VII, *sensu* Ramonell et al., 1992) y persistentes durante gran parte del Holoceno, quedan evidenciadas por el aumento significativo de la fracción arena muy fina hacia la base de los sedimentos loessoides. Las características climáticas y morfológicas particulares de la región durante este período condicionaron la depositación de trizas volcánicas preservadas como delgadas capas en bajos inundados que actuaron como trampas, aunque también se presentan dispersas debido a la removilización del sedimento.

La presencia del paleosuelo en los perfiles, permite inferir un estadío climático húmedo templado a frío, que marca una variación climática momentánea de las características semiáridas y es referido al "optimum climaticum". Particularmente, en el sector de El Volcán, este nivel se corresponde con la capa carbonosa o sapropel, tratándose del relicto de un antiguo pantano. Ello indicaría un balance hídrico positivo y la presencia de comunidades vegetales típicas de praderas, con gramíneas y pastizales altos (Strasser et al., 1984).

Relaciones estratigráficas y edad

Strasser et al. (1984) propusieron una edad holocénica (piso Platense), para el paleosuelo presente en las cárcavas del borde sur de la sierra de San Luis, teniendo en cuenta su posición suprayacente respecto a la capa de ceniza volcánica, correlacionada a su vez con las que Frenguelli (1931) asignara al Pleistoceno (piso Lujanense) en Sayapé (al este del área de estudio).

Latrubesse y Ramonell (1990) refirieron la Formación Barranquita a la Edad Mamífero Lujanense en función de su contenido paleontológico. El paleosuelo suprayacente es asociado por dichos autores al "optimum climaticum" o Platense y la presencia de fauna europea en la Formación Algarrobito postdata la sucesión, vinculandose a la "pequeña edad de hielo".

Edades obtenidas por el método ^{14}C en fósiles de los niveles basales de las cárcavas en la región del arroyo Barranquita, arrojaron un valor de 11.810 ± 170 A.P. (Strasser et al., 1996). Ello permite corroborar la edad pleistocena superior del Miembro inferior de las Formaciones San Luis y Barranquita y "Miembro inferior" según Tognelli et al. (1993).

Depósitos de la planicie fluvial del río Tunuyán (26)

Arenas, limos, gravas arenosas

Marco descriptivo y distribución areal

Se describen aquí a los depósitos de la extensa planicie fluvial del río Tunuyán, la que en su sector distal se ha interdigitado con los sedimentos aportados por el río Desaguadero. Los mismos incluyen a la denominada Formación Arco del Desaguadero (Rodríguez y Barton, 1993).

Estos depósitos abarcan una amplia faja al oeste del río Desaguadero, comprendiendo el área del denominado conoide del río Tunuyán.

A esta unidad corresponde también la sucesión subaflorante en las áreas distales de la planicie, próximos a la llanura de inundación del río Desaguadero y visibles en las proximidades de las barrancas vinculadas a su cauce actual, sector del cual proceden la mayoría de sus descripciones.

Litología

Rodríguez y Barton (1993) ubicaron el perfil tipo de la Formación Arco del Desaguadero en la ba-

rranca izquierda del río seco de Jarilla, 1 km al norte de la localidad Arco del Desaguadero. Su sedimentos fueron descritos entre las cotas de 490 m al norte y 460 m al sur, ocupando la franja de terrenos bajos en donde esta secuencia apoya sobre las sedimentitas terciarias y es cubierta según estos autores por la Formación El Zampal. El perfil tipo se caracteriza de base a techo por presentar una marcada interestratificación de limos, con unidades que no superan el metro de potencia y variados porcentajes de arenas y arcillas, calcáreos, con moluscos, diatomeas, infusorios, macizos o laminados, esponjosos, y de coloraciones verdes, blancas, gris rozado, rojizas (Figura 19).

Sobre la ribera del río Desaguadero a 25 km al norte de la ruta nacional N° 7, Guevara (1984) destacó que las barrancas van disminuyendo de altura en forma alternada y suave, hasta casi desaparecer en algunos tramos y describió de techo a base una interestratificación de arenas calcáreas, caliza y caliza arenosa de colores gris oliva claro, blanco, gris rosada, con abundantes rosetas de yeso bien desarrolladas y caparazones de gasterópodos.

En la margen izquierda del río Desaguadero, 17 km al norte de la localidad tipo, Canalis (1993) distinguió tres unidades de base a techo: limo arcilloso verde amarillento con arena muy fina y reacción al ácido clorídrico; arena muy fina con capas de arcilla, coloración pardo oscura ligeramente violácea a rojiza y arena muy fina a fina pardo verdosa clara.

Al norte del puente La Horqueta, en el extremo sur de la hoja, el mismo autor describió arena muy fina a mediana, pardo amarillenta clara, suelta, maciza, con muy buena a moderada selección. En la composición domina el cuarzo (80-90%), minerales ferromagnesianos y mica. Se intercalan niveles de arcilla, color rosado claro, laminada, con pátinas de óxido de Mn. El sedimento es duro y posee rosetas de yeso de tamaño centimétrico. En ambas partes, presenta un moteado o agregados macizos y blanquecinos, que en la inferior sería yeso y en la superior yeso y carbonato.

Según Rodríguez y Barton (1993) en el borde occidental del presente relevamiento, esta unidad se caracteriza por los sedimentos sueltos de origen fluvial, en los que se destacan los rellenos arenosocinéricos de los cauces muy amplios y poco profundos.

Contenido fosilífero

Hasta el presente solo se ha descrito una rica

asociación de microfósiles de los depósitos aflorantes en las barrancas del río Desaguadero (Guevara, 1984). De dicha asociación se destacan los gasterópodos: *Succinea meridionales*, *Bulimulus sporadicus*, *Littoridina parchappi*, *Biomphalaria peregrina*, y las diatomeas: *Epithemia argus*, *Cyclotella pigmae*, *Navicula cuspidata* var. *lanceolata*, *Navicula crucila* var. *obtusata*, *Diploneis argentina*, *Amphora ovalis* var. *Libyca*, *Denticula subtilis*.

Ambiente de depositación

Esta unidad corresponde a depósitos de planicies fluviales y aluviales distales, los que probablemente abarquen a antiguas llanuras de inundación del río Desaguadero. Ello configura una interacción entre ambientes fluviales, aluviales y lacustres, predominando esto último en las exposiciones de la Formación Arco del Desaguadero, en las cercanías del río homónimo.

Según Guevara (1984) en la sucesión del Pleistoceno Superior (Lujanense)-Holoceno (Platense) predomina el material de precipitación química sobre el de composición clástica. Los horizontes inferiores de colores pardos y tonalidades grises y rojizas corresponderían al Lujanense, en los cuales la presencia de siderita indica condiciones reductoras, mientras que las rosetas de yeso están bien desarrolladas sugiriendo una concentración elevada del anión.

En los horizontes superiores (Platense?), predominan las condiciones oxidantes y se destacan las tonalidades claras y la composición es eminentemente carbonática. Significativamente las diatomeas tienen mayor representatividad en estos horizontes, lo cual está posiblemente vinculado a un mayor contenido en sílice en el agua, derivado de la alteración de vidrio volcánico. De acuerdo a las especies determinadas la temperatura del agua ha oscilado entre 18°C y 30°C. Esta actividad biológica a su vez debe haber favorecido la precipitación del carbonato de calcio por el aporte de amoníaco.

Relaciones estratigráficas y edad

Según Rodríguez y Barton (1993) la Formación Arco del Desaguadero es cubierta en discordancia por limos loessoides pueden ser homologables con la Formación El Zampal (Polanski, 1963), cuya base cubre un nivel datado radimétricamente en 9.625 ± 200 años A.P. Pascual y Bondesio (1981) sostuvie-

ron que este nivel podría ubicarse en el piso Platense y por consiguiente la Formación Arco del Desaguadero, podría constituir el techo del Lujanense.

Depósitos de playa marginal (27)

Arenas con conchillas, limos

Marco descriptivo y distribución areal

Estos depósitos constituyen el borde más externo de las salinas del Bebedero y están caracterizados por sedimentos areno-gravosos con abundantes conchillas de gastrópodos. Corresponden a las líneas de costa del antiguo lago del Bebedero que González (1981) interpretó como registros de lo que denominara Período Lacustre Mayor. En el sector norte esta unidad corresponde a paleocostas lacustres bien impuestas en la topografía, mientras que en el borde oeste los sedimentos se encuentran cubiertos por los depósitos eólicos.

Litología

En el sector norte del cuerpo salino, sobre el camino de acceso al establecimiento salinero, aflora una sucesión de arenas gruesas, cuarzosas, amarillentas, sin matriz, groseramente interstratificadas. Alternan arenas finas y arenas gruesas con matriz arenosa o limosa y algunas pelitas verdosas y rojizas, estas últimas principalmente en la base (González, 1981). Aparecen también frecuentes clastos de SiO₂ amorfo tamaño grava fina a media y clastos de pumicita muy liviana, menos densa que la pumicita observada en las exposiciones de sedimentos semejantes sobre la ruta nacional N° 7.

En los tramos superiores se ha desarrollado un suelo pardo grisáceo, donde las estructuras sedimentarias originales (interstratificación principalmente) presentan alteración postdeposicional.

Contenido fosilífero

González et al. (1981) mencionaron la presencia de *Chilina parchappi* d'Orb, *Biomphalaria peregrina* d'Orb y *Littoridina* sp, en una delgada capa de arenas finas arcillosas, pardo verdosas, con abundante carbonato. Maidana (1994) también describió una importante asociación de diatomeas. En el suelo aparecen cáscaras de huevos de *Rhea* sp y mandíbulas de *Ctenomys* sp.

Relaciones estratigráficas y edad

Las fechas radiocarbónicas reportadas por González (1995) para las líneas correspondientes al Período Lacustre Mayor obtenidas en conchillas de *Littoridina parchappei* arrojaron edades comprendidas entre 20.140 ± 370 A.P. y 14.700 ± 180 A.P.

Depósitos medanosos (28)

Arena eólica, sedimentos loessoides

Marco descriptivo y distribución areal

Corresponden a campos de médanos localizados en el este, suroeste del área estudiada (sur del río Tunuyán) y en el suroeste de la salina del Bebedero (Gorgonta, Beazley).

Litología

Los depósitos presentes en el sector oriental, están caracterizados por arena fina y muy fina, con menos del 5 % de arena gruesa y muy gruesa. Están compuestos por cuarzo, feldespato, muscovita y minerales ferromagnésicos, con granos subredondeados a subangulosos (Ramonell et al., 1993).

Al sur y suroeste de las salinas del Bebedero, se presentan depósitos eólicos-salinos con dirección noroeste-sudeste, de escasa altura y alta reflectancia, caracterizados como sedimentos pelíticos y cristales de yeso amarillentos, que han sido transportados por el viento, formando abundantes médanos pequeños de yeso y arcilla (González, 1994), cuyo aspecto general se observa en la figura 20.

Por su parte, los depósitos medanosos del sur del río Tunuyán corresponden a arenas finas, sueltas, bien seleccionadas, compuestas principalmente por cuarzo, feldespato, opacos y granates.

Relaciones estratigráficas y edad

Ramonell et al., (1992a), observaron que el campo de dunas oriental, yace sobre la Formación Barranquita (Pleistoceno Tardío-Holoceno Inferior) y sobre depósitos fluvio-palustres del Holoceno medio en las terrazas del río Quinto, cubierto por la Formación Algarrobito, correspondiente a la Pequeña Edad de Hielo. Consecuentemente dichas geoformas son asignadas al Holoceno Superior, en forma semejante a los sedimentos medanosos del área de Gorgonta. La preservación y regularidad de

las paleoformas eólicas de Liborio Luna y Gorgonta, permitió a dichos autores correlacionarlas con aquellas de la Formación Puerta Negra, definida en el norte de la provincia de San Luis y que fuera generada por el mismo sistema de vientos del norte, deflectados parcialmente por la topografía local. No obstante, según González (1981) los sedimentos eólicos reconocidos al SO de la salina de El Bebedero en el sector de Gorgonta, fueron fijados previamente al desarrollo de la máxima extensión que tuvo la laguna en el Pleistoceno superior. Esta acertada observación, permite suponer que probablemente la generación de depósitos medianosos no ha estado restringida al Holoceno.

Depósitos de playa limosa y limosa salina (29)

Limos, eflorescencias salinas, arena fina

Marco descriptivo y distribución areal

Esta unidad constituye una faja periférica de ancho variable ubicada entre los depósitos de playa marginal y el cuerpo evaporítico de la salina del Bebedero (Figura 21). Está caracterizada por antiguas líneas de ribera que representan distintos estadios lacustres, los que según González (1981) corresponden al denominado Período Lacustre Menor o Estadio "D". Se incluyen también aquí a los sedimentos predominantemente limosos de El Barreal, ubicado inmediatamente al norte de la salina.

Esta unidad está confinada a la depresión de la salina del Bebedero y a una pequeña depresión de forma arriñonada, ubicada al norte de la misma denominada El Barreal.

Litología

Los sedimentos que caracterizan la depresión de El Barreal son de textura limo-arcillosa, macizos y laminados, friables, con una capa de sedimentos verdosos finos asociados a procesos edáficos en el techo. Constituyen característicos depósitos de playa, actualmente invadidos y parcialmente cubiertos por vegetación de monte.

Según Deletang (1929) la playa limosa salina, ubicada ya en la depresión del Bebedero, principia por una marga yesífera con numerosos restos de moluscos, que a modo de ancha faja separa la salina propiamente dicha de los terrenos circundantes. Esta indica el nivel al cual llega el agua que en ciertas épocas recubre toda la parte superior de las capas

de sales. En dicha faja de marga de aproximadamente 1000 m de extensión, puede reconocerse según dicho autor variaciones en el SO_4Na_2 . Estas unidades fangosas están constituidas por arcilla de color gris con olor a ácido sulfídrico y aparecen impregnadas en agua saturada de sales, que al pisar con fuerza fluye a la superficie. A veces, en esta parte de la playa se observan grandes manchas de eflorescencias, con diatomeas y otras algas cubriendo como espesa costra la superficie, y que por efecto de la fuerza de expansión de los gases de descomposición se levantan en forma de ampollas, en cuyos vértices se observan pequeños cráteres (Deletang, 1929).

González (1981) indicó que las líneas de costa correspondientes a los estadios del Período Lacustre Menor (PLMe), se manifiestan por cordones menores integrados por arenas micáceas finas de cristales de yeso y carbonato evaporíticos de hasta 1 mm, amarillentos, de aspecto sacaroide en conjunto, así como restos de *Littoridina sp.* Estos cordones generalmente se asientan discordante sobre arcillas y limos arcillosos pardo rojizos y verde amarillentos correspondiente a los depósitos del Período Lacustre Mayor (PLMa), ricos en venillas y rosetas de yeso y venillas de carbonatos. En algunos perfiles, estos cordones apoyan discordantes sobre arenas eólicas. Al respecto, en el margen noroeste de la salina se observó una sucesión de costras evaporíticas (halita y yeso) alternantes con pelitas oscuras, fétidas, ricas en materia orgánica. Su espesor total no superó los 1,20 m en los barrenos practicados.

Contenido fosilífero

González et.al. (1981) reconocieron una característica asociación micropalontológica constituida por gastrópodos tales como *Succinea meridionalis* d'Orb, *Gastrocopta sp.*, *Bulunulus apodemetes* d'Orb, *Chilina parchappi* d'Orb, *Littoridina sp.*, *Biomphalaria peregrina* d'Orb, *Aplexa marmorata*; foraminíferos: *Streblus parkinsonianus*, *Elphidium gunteri*, *Discorbis sp.*; ostrácodos: *Ilyocypris sp.*, *Cyprinotus sp.*, *Limnocytere sp.*, *Cyprideis sp.*, *Darwinula sp.*, *Cydridopsis sp.*

Posteriormente, González y Maidana (1998) describieron una rica asociación de diatomeas: *Achnanthes biasoletiana*, *Amphora coffeaeformis*, *Cocconeis placentula var. lineata*, *Cymbella cistula*, *C. pusilla*, *Denticula elegans*,

Diatomella balfouriana, *Epithemia argus*, *Fragilaria brevistriata*, *F. construens*, *Melosira moniliformis*, *Hyalodiscus lentiginosus*, *Hantzschia amphioxys*, *Navicula perminuta*, *N. cincta*, *N. mutica*, *N. peregrina*, *Nitzschia constricta*, *N. elengatula*, *N. hustediana*, *N. tergestina*, *Mastogloia lanceolata*, *M. elliptica*, *M. braunii*, *Rhopalodia gibberula*, *Tabularia fasciculata*.

Relaciones estratigráficas y edad

Los depósitos de esta unidad se desarrollaron durante un estadio lacustre posterior al Período Lacustre Mayor, al cual fueron referidos los Depósitos de Playa Marginal y según las edades ¹⁴C obtenidas en conchas de *Littoridina sp* y reportadas por González (1995) corresponden a una edad de 13.775 ± 160 A.P.

HOLOCENO

Depósitos evaporíticos (30)

Evaporitas, limos, arcillas

Marco descriptivo y distribución areal

Los depósitos evaporíticos constituyen el nivel de base local de la Depresión Longitudinal Central, abarcando una superficie de aproximadamente 80 km². Estos depósitos presentan un eje de mayor elongación en sentido norte-sur, con un diseño arriñonado, correspondiendo a la denominada Salina del Bebedero.

Litología

Esta unidad evaporítica presenta una interesante interstratificación de sal con variadas coloraciones y sedimentos limosos de tonos oscuros, cuyo aporte de aguas del río Desaguadero mediante el arroyo del Bebedero y su posterior evaporación, enriqueció progresivamente en sales el lago original (Deletang, 1929; González, 1981) Del mismo modo han aportado sus sales las aguas surgentes mineralizadas del sector este de la salina (Cordini, 1967).

Según Deletang (1929), el perfil de las diversas capas de sales descriptas en el extremo norte de la Salina del Bebedero, de techo a base, es el siguiente: 20-75 mm sal blanca, 10-25 mm sal gris, 5-18 mm sal verdosa, 25-85 sal rojiza, 8-20 mm sal blanca, 5-15 mm sal gris, 35-150 mm sal negra, 9-40 mm

fango negro, 60 mm- hacia profundidad arcilla con sales.

Cordini (1967) describió un pozo de un metro de profundidad en el piso de la salina, en el que reconoció de techo a base, cinco capas evaporíticas: 1) 5 cm, capa con predominio de ClNa, 2) 20 cm, alternancia de limos negros salinizados con capas de ClNa y SO₄Na₂ 10H₂O, 3) 8 cm, capas con grandes tolvas de ClNa, 4) 43 cm, salmuera (agua madre tipo A4), y 5) 14 cm, alternancia de limos negros salinizados con capas de ClNa y SO₄Na₂ 10H₂O.

González (1981) reconoció dos etapas favorables para la depositación de las evaporitas. La primera, circunscripta entre el final del Período Lacustre Mayor (PLMa) y el inicio del Período Lacustre Menor (PLMe), con evidencia de abundantes cristales de yeso fibroso, relleno conjuntamente con arenas eólicas, una densa red de grietas de desecación presentes en las pelitas depositadas en el PLMa. Esto es especialmente notable en el sector suroeste y en las márgenes del arroyo Bebedero, cerca de su desembocadura en la salina. La segunda etapa ocurrió con distinta intensidad durante prácticamente todo el decrecimiento del PLMe. Ella se manifiesta por la abundancia de cristales de yeso y carbonato evaporítico existente en las distintas líneas de costa, llegando a su climax durante el Holoceno con la precipitación de ClNa que constituye los depósitos expuestos y las reservas de sal explotadas actualmente.

Relaciones estratigráficas y edad

Estos depósitos están desarrollados sobre los sedimentos correspondientes a los períodos lacustres mayor y menor (González, 1981) (Depósitos de playa marginal y playa limosa y limosa-salina) y corresponden al estadio actual de la evolución del antiguo lago del bebedero.

Depósitos de llanura de inundación de los ríos Desaguadero y Tunuyán (31)

Limos, arcillas y arenas finas

Marco descriptivo y distribución areal

A esta unidad corresponden los depósitos periféricos a los cursos actuales de los ríos Desaguadero y Tunuyán, comprendiendo también a las zonas anegadizas ubicadas en el sur de la depresión de la salina del Bebedero.

Litología

En esta llanura de acumulación fluvial, con pendientes hacia el sistema del Desaguadero, dominan los sedimentos limo-arcillosos salinizados, en parte arenas finas. Presentan en general una estructura de tipo laminar planar, con alternancia de coloraciones pardo rojizas a amarillo verdosas, que rellenan las depresiones aledañas como consecuencia de las crecidas de los ríos. Estos sedimentos están estrechamente relacionados con los depósitos lacustres del área distal de la planicie fluvial del río Tunuyán, retrabajados por el viento.

Relaciones estratigráficas y edad

Corresponden a depósitos de las llanuras de inundación actual de los ríos Desaguadero y Tunuyán.

Depósitos de médanos y guadales (32)

Arena fina, limos y eflorescencias salinas

Marco descriptivo y distribución areal

Esta unidad ocupa amplios sectores al oeste de río Desaguadero, cubriendo en parte los depósitos de la planicie fluvial del río Tunuyán. En ellos es difícil distinguir morfologías eólicas en las imágenes aéreas, a diferencia de las áreas propiamente medanosas. En estos sectores, los depósitos eólicos mantiformes o guadales suelen presentarse en íntima asociación con médanos.

Litología

En esta unidad de origen eólico dominan las arenas de médanos vivos y semifijos con algunos ergs, albardones paralelos a los ríos fósiles y actuales o formando pequeñas acumulaciones marginales a las cuencas de deflación en el área lacustre y de planicie aluvial distal (Rodríguez y Barton, 1993). En su composición participan fundamentalmente material pumíceo, componentes andesíticos y cuarzo provenientes de las planicies aluviales, ramblones, barriales y salitrales.

En los guadales (ver capítulo 3), predominan en cambio limos sueltos y material loessoide en general de colores pardo grisáceos claros.

Relaciones estratigráficas y edad

Rodríguez y Barton (1993) correlacionaron los

depósitos de guadales con la Formación El Zampal (Polanski, 1963), la cual según este último autor corresponde a la época postglacial.

Depósitos fluviales actuales (33)

Arenas, gravas arenosas y material loessoide

Marco descriptivo y distribución areal

Esta unidad comprende los depósitos asociados a los colectores principales de carácter intermitente, como la cañada de San Gerónimo-Balde, Río Seco, y también aquellas que tienen sus nacientes en las serranías occidentales, como los ríos Jarilla, Los Araditos y Represa del Carmen. Corresponden a sectores que por su alto contraste tonal son fácilmente distinguibles en las imágenes aéreas.

Litología

En la zona de Chosmes, Alto Pencoso y la cuenca del Bebedero, González (1981) describió en discordancia sobre los sedimentos terciarios aflorantes, arenas portadoras del gastrópodo pulmonado *Bulimulus (Bulimulus) apodemetes* d'Orb y gravas pumíceas gruesas a medias.

En el ámbito de las Serranías Occidentales, distintas zonas caracterizadas por su alta reflectancia en las imágenes aéreas, presentan depósitos que son asimilados a esta unidad. En este sentido se destacan los sedimentos asociados al cauce del río Jarilla, los que en las proximidades de la Cerrillada de las Cabras muestran de base a techo, arena muy fina a mediana con rosetas de yeso y carbonato de calcio en forma de pátina; arena gruesa a muy gruesa y hasta guija fina con un suelo muy poco diferenciado en su parte superior. Remata la sucesión arena muy fina, cuarzosa, laminada y suelta (Canalis, 1993). El viento transporta arenas finas a muy finas, muy bien seleccionadas que se acumulan en las barras marginales del cauce entrampadas por la vegetación (Tognelli, 1998). Ello genera un depósito que tiene interés comercial (industria de la construcción y anteriormente industria del vidrio), denominado "arena soplada" por los lugareños.

Hacia el oeste los depósitos fluviales se interdigitan con aquellos vinculados al ámbito del río Desaguadero. En un perfil efectuado 1500 m al este del baden al norte del Arco del Desaguadero, estos sedimentos se componen de base a techo por arena rosada media, bien seleccionada, con 2-3 % de guija fina y 20 % de arena gruesa. En la composición

domina el cuarzo y también hay ferromagnesianos y biotita en muy bajo porcentaje (Canalis, 1993).

Ambiente de depositación

Esta unidad corresponde a sedimentos fluviales y también en algunos casos a depósitos mantiformes asociados a descargas estivales, típicas de climas áridos-semiáridos.

Relaciones estratigráficas y edad

Los Depósitos fluviales actuales se entallan generalmente dentro de los Depósitos aluvio-eólicos de la Depresión Longitudinal Central y están constituidos en su mayoría por sedimentos recientes.

3. ESTRUCTURA

Los principales rasgos estructurales de la Hoja Geológica San Luis, están representados por:

3.1. Estructuras de deformación esencialmente dúctil que caracterizan a la fábrica interna de las rocas del basamento cristalino de la sierra de San Luis y serranías menores. Estas deformaciones han sido el resultado de diversos episodios tectomagmáticos acaecidos durante el Paleozoico inferior.

3.2. Estructuras de la cobertura sedimentaria meso-cenozoica, en ocasiones con la presencia de núcleos de basamento cristalino. Estas estructuras están caracterizadas por pliegues generados por fallas propagantes del basamento cristalino.

3.3. Estructuras de deformación frágil de los macizos cristalinos. La signatura de estas deformaciones en el relieve muestra fuerte una dependencia de las últimas reactivaciones ocurridas durante la orogenia andina.

Los últimos dos estilos son el resultado del tectonismo cenozoico que afectó a esta región, diferenciándose en superficie la expresión de sus efectos en función de la existencia o no de cobertura sedimentaria.

3.1 ESTRUCTURA INTERNA DEL BASAMENTO DE LA SIERRA DE SAN LUIS Y SERRANÍAS MENORES

Estas estructuras refieren a los rasgos internos

de las litologías ígneo-metamórficas originadas durante la elaboración tectotérmica del basamento cristalino, con neto predominio de deformaciones dúctiles. Su generación se considera anterior al Paleozoico superior, (Kilmurray y Dalla Salda, 1977; Criado Roque et al., 1981b; Kilmurray y Villar, 1981; Ortiz Suárez et al., 1992; Sims et al., 1997).

En las diferentes unidades metamórficas del basamento de la sierra de San Luis, se destaca una estructura planar dominante de rumbo NNE-SSO y buzamiento de alto ángulo al E y O. Kilmurray y Dalla Salda (1977) realizaron la primer sistematización de la problemática estructural del basamento cristalino, utilizando como criterio la discriminación de fases de deformación (con eventos ígneos asociados) en función de la orientación preferencial de las estructuras penetrativas de la fábrica metamórfica y la geometría de sus deformaciones. Estas fases fueron denominadas F1, F2 y F3 y referidas respectivamente por dichos autores a los Ciclos Pampeano (Cámbrico), Famatiniano (Ordovícico a Devónico) y Variscico (Carbonífero). Dicho concepto fue mantenido en los trabajos de síntesis posteriores (Criado Roque et al. 1981b; Kilmurray y Villar, 1981; Ortiz Suárez et al., 1992). A su vez, Sims et al. (1997) discriminaron la cronología de las deformaciones en tres eventos con metamorfismo y magmatismo asociado de la siguiente manera: Ciclo Pampeano (Cámbrico inferior); Ciclo Famatiniano (Ordovícico inferior) y Ciclo Achaliano (Devónico).

Las estructuras penetrativas de las metamorfitas aflorantes muestran un neto predominio de la impronta famatiniana, destacándose un rumbo general submeridiano en sus estructuras planares.

Según von Gosen (1998) es posible reconocer una primera fase de deformación (D1), seguida por un segundo evento de mayor importancia caracterizado por una fábrica de dirección ONO-ESE, acaecido durante el Ordovícico superior-Devónico medio. El mismo podría ser correlacionable según dicho autor, con la segunda fase del Ciclo Famatiniano.

Primera fase de deformación F1 - D1 (Ciclo Pampeano)

Este evento se caracteriza por pliegues disarmónicos de rumbo E-O, que alcanzan 1 m de semilongitud de onda y cuyo hundimiento es de 20° a 42° al E y esquistosidad asociada también con dirección E-O. El Complejo Metamórfico Nogolí registra evidencias de este evento inicial (Sims et al., 1997).

Kilmurray (1982) reconoció dos direcciones planares predominantes; una E-O y otra NE-SO, con lineaciones L1 buzantes al sur y N-NE. Este autor describió estructuras de plegamiento menores en el área del Trapiche - La Florida y asimiló la deformación a los diversos eventos postulados para la sierra de San Luis por Kilmurray y Dalla Salda (1977).

En el sector este del dique La Florida puede reconocerse una estratificación relíctica S_0 representada una alternancia por bancos cuarcíticos y pelíticos con rumbo $25^\circ/51^\circ$ O, $40^\circ/70^\circ$ O y $60^\circ/25^\circ$ NO. El plegamiento genera una estructura planar S_1 muy penetrativa, presente en todas las unidades metamórficas. Este primer evento ha deformado cristales de muscovita y biotita magmática que a su vez fueron recristalizados.

La relación angular reconocida entre S_0/S_1 por efecto de un plegamiento (F1) vergente al E en dicho sector de La Florida, permite definir un anticlinario macroscópico vergente al este con eje de rumbo NNE-SSO (von Gosen, 1998).

En el área de la estancia Los Manantiales se reconoció la presencia de superficies S_0 en esquistos micáceos y cuarcíticos, afectados principalmente por este primer evento, provocando su deformación y metamorfismo (Sales, 1996).

Las condiciones generales de deformación en este episodio pueden asimilarse a la facies Esquistos verdes grado medio con recristalización de Az-Bt-Mus-Fd y originando la cristalización de granate. Ello denota un incremento de la temperatura de este a oeste por intrusión magmática (von Gosen, 1998). Para Sims et al. (1997), las condiciones de recristalización de cordierita-granate-sillimanita en rocas pelíticas y la escasez de ortopiroxeno en rocas maficas, indicarían una presión menor a 7 kb y una temperatura no mayor de 750°C .

Segunda fase de deformación F2 - D2 (Ciclo Famatiniano)

La estructura resultante de la segunda fase posee gran extensión areal y está caracterizada por una foliación de rumbo NNE e inclinaciones predominantes hacia el cuadrante este, cuyas angularidades varían entre 50° y 85° (González Bonorino, 1961; Cucchi, 1964; Costa, 1981 y 1983; Cañadas, 1984; Rada, 1984; Gardini, 1985; Palma, 1987; Pascuet, 1989; Carugno Durán, 1993; Sales, 1996). Dicha estructura es la de mayor representación en la sierra de San Luis y constituye una es-

tructura en apariencia homoclinal con inclinación general al este, integrada por pliegues frecuentemente isoclinales con complicaciones geométricas.

Diversos tipos de estructuras micro a mesoscópicas han sido descritas asociadas a esta fase. En las cercanías de la estancia Los Manantiales, Sales (1996) mencionó pliegues de hasta 10 m de semilongitud de onda, con otras deformaciones de orden menor. Se caracterizan por una generalizada disarmonía, con charnelas subcilíndricas a agudas y generación de estructuras de interferencias en las cercanías según el Tipo 3 de Ramsay.

En la figura 4 se aprecia un pliegue anisópaco isoclinal con importante aplanamiento en los gneises del Complejo Pringles.

En las inmediaciones de Virorco aparecen pliegues con semilongitudes de onda de aproximadamente 200 m, cuyos ejes son coincidentes con las estructuras planares del basamento (Rada, 1984) y otros isoclinales con ejes subverticales y flancos estirados, cuyas semilongitudes de ondas comprendidas entre 50 m y 1000 metros. En general se trata de pliegues cerrados anisópacos con ejes verticales a subverticales Pascuet (1989).

En el sector El Trapiche-Las Águilas fueron descritos pliegues anisópacos, apretados a isoclinales, con importante disarmonía y planos axiales subverticales y concordantes con la fábrica metamórfica (Cañadas, 1984; Gardini, 1985). Algunos de ellos alojan en su núcleo a anfibolitas, rocas básicas y ultrabásicas, típicas de este sector. Según González Bonorino (1961), este tipo de estructuras están desarrolladas en algunos casos en rocas granulíticas y presentan también ejes verticales. En otros casos, como en el sector de Las Águilas, estos cuerpos ígneos se alojaron en las rocas de caja originando una apertura con la consecuente cambios de buzamientos en sus culminaciones. Las granulitas de la zona de Las Águilas poseen una orientación preferencial de sillimanita y cuarzo paralelo al eje de transporte tectónico (Cucchi, 1964), la cual es asignada a la fase F2 por Criado Roque et al. (1981a).

En la región oriental del Potrero de Los Funes, (Palma, 1987) describió mesopliegues en esquistos, con superficies axiales buzantes al este con muy alto ángulo a subverticales.

En la zona este de La Florida, Carugno Durán (1993) reconoció pliegues sobreimpuestos a la foliación regional, originando una flexura megascópica con dirección NO con varios km de longitud de onda. Existe también desarrollado en este sector un clivaje

de crenulación S_2 que corta capas competentes y deforma el granito La Florida, definiendo una foliación S_1 que es asimilable a la S_2 regional presente en los esquistos micáceos del borde oeste del plutón (von Gosen, 1998). En el área de Riocito, dicho autor reconoció pliegues S_2 vergentes al este y un clivaje de crenulación que se sobrepone a la foliación S_1 penetrativa, asimilando esa deformación a condiciones locales de 2,07 kb de presión y una temperatura de 440°- 450°C.

Las observaciones efectuadas en las estructuras planares de las serranías menores del sur, son consistentes con las actitudes descritas en la sierra de San Luis, destacándose como valores representativos: Sierra de los Padres (15°/80° NO); sector sur del Cerro El Lince (345°/85° NE); Las Barrancas –estancia El Tala- (30°/79° SE a 356°/77° OSO) y sierra de Varela (21°/50°E a 90°, Peano, 1987; Romero, 1991).

En opinión de von Gosen (1998), las condiciones generales de deformación del Ciclo Famatiniano para esta región son asimilables al grado medio de la facies Esquistos Verdes.

Tercera fase de deformación F3 - (Ciclo Variscico - Criado Roque et al. 1981b; Ciclo Achaliano - Sims et al. 1997)

Según Kilmurray y Dalla Salda (1977) este episodio estuvo caracterizado por fallas con dirección NO-SE y por pliegues abiertos de igual dirección, resultantes de los eventos que de acuerdo con Criado Roque et al. (1981b) se configuró la primera estructura en bloques de las Sierras Pampeanas.

Sims et al. (1997) interpretaron que en esta época es coincidente con el denominado Ciclo Achaliano en las Sierras de Córdoba y estuvo caracterizada por procesos de milonización concentrados en ocasiones en importantes fajas de cizalla; por metamorfismo retrógrado facies esquistos verdes y por la intrusión de voluminosos cuerpos graníticos.

3.2 ESTRUCTURAS DE LA COBERTURA SEDIMENTARIA

Se refieren aquí los rasgos estructurales observados en el sector Punta de Sierra-Cerrillada de Las Cabras y en las serranías menores ubicadas al sur de la sierra. Allí las macroestructuras principales están caracterizadas por pliegues por propagación de fallas, asociadas al afloramiento de núcleos de basamento cristalino, especialmente en el último sec-

tor mencionado. Dichas estructuras están representadas por braquianticlinales asimétricos cuyo flanco occidental, corto y de mayor pendiente, está vinculado con las fallas propagantes. La importancia de los fenómenos de cizalla en dicho sector es variable, dependiendo del nivel de erosión de la estructura y de la proximidad a los afloramientos del basamento cristalino, en donde una zona de falla reemplaza a las estructuras de plegamiento. La evolución de estas estructuras está vinculada a la inversión tectónica cenozoica de las fallas que controlaron los procesos de rifting mesozoicos en la región (Schmidt et al., 1993, 1995, Costa et al., 1995, Gardini et al., 1995, 1996), tal como se detalla en el Capítulo 5.

Se refieren seguidamente las estructuras asociadas a las Serranías Occidentales; al ámbito de la salina de El Bebedero y a las serranías menores ubicadas al sur de la sierra de San Luis.

Serranías Occidentales

En el sector Punta de Sierra-Cerrillada de Las Cabras se destacan los siguientes elementos:

Falla El Gigante (Flores, 1969) y estructuras asociadas

Esta estructura es la continuación del límite morfoestructural de las Serranías Occidentales, conocido como lineamiento de Bermejo-Desaguadero, tal como puede identificarse en las sierras de El Gigante, Las Quijadas y Catantal-Guayaguas. La falla El Gigante es una estructura cuyos movimientos andinos son responsables del levantamiento de algunos núcleos de basamento cristalino (El Gigante, Guayaguas) y de la deformación de la cobertura sedimentaria. En la zona de estudio, esta situación está expresada por el anticlinal asimétrico Las Cabras, del cual la citada falla constituye su margen occidental (Costa et al., 1995, Gardini et al., 1995, Schmidt et al., 1995, Gardini et al., 1996). En algunos sectores de su trazo solo es posible reconocer en superficie rasgos lineares asociados al afloramiento de estratos subverticales, antes que evidencias de fallamiento *sensu stricto*. Sin embargo la continuidad espacial de esta estructura puede observarse claramente en secciones sísmicas.

En la zona de las Cerrillada de Las Cabras se ha interpretado que el *tip-point* de esta falla propagante se encuentra por debajo de la actual cota topográfica, reconociéndose solo efectos secundarios de la deformación asociada que permiten identificar su tra-

zo. En función de esta problemática, Gardini et al. (1996) definieron dos secciones en el sector de estudio, en función de las relaciones geológicas expuestas en superficie.

La *Sección El Pajarito* corresponde a la ladera occidental de la sierra de El Gigante, donde esta falla inversa pone en contacto al basamento cristalino con sedimentitas meso-cenozoicas. Gran parte de esta sección está comprendida en el área de la vecina Hoja Geológica San Francisco, incluyéndose aquí solo su extremo austral correspondiente a la zona del puesto La Aguada-Punta de Sierra. Si bien no han podido reconocerse allí exposiciones del plano de falla, es posible observar areniscas rojo-moradas (Formación El Jume?) con valores de rumbos que oscilan entre 10° y 20° e inclinaciones de hasta 83°O, que disminuyen en un corto tramo hacia el este a 55°O. Su trazo es bastante rectilíneo y ligeramente cóncavo al oeste. Según Gardini et al. (1996) las relaciones expuestas en superficie son insuficientes para acotar el rechazo de la falla en este sector.

La *Sección La Blanca* se ubica al sur del basamento de la sierra de El Gigante y presenta una expresión topográfica mucho menor que la sección anterior. En la intersección de su trazo con la ruta provincial N° 26 puede observarse planos de cizalla interestratales en las rocas del Grupo El Gigante favorecidos por la intercalación de bancos de yeso, a la manera de fallas flexodeslizantes (*flexural-slip faults*). No se observa la resolución de los movimientos en un solo plano de falla. Por el contrario, la cizalla principal se encuentra descrita en un ancho no menor de 100 metros. Es probable que ello se deba a una posición bastante cercana al *tip-point* de la falla.

Gardini et al. (1996) han reconocido la posición del trazo de falla hacia el sur, en función de la actitud vertical a subvertical de los estratos en sus cercanías. Estos autores mencionan incluso inversión tectónica local de areniscas rojizas y grisáceas asignadas a las Formaciones Lagarcito y San Roque respectivamente, las que presentan una actitud de 19°/89°E.

Las evidencias de cizalla en superficie disminuyen hacia el sur, donde la escasez de afloramientos y la cobertura de monte dificultan incluso la identificación del trazo de falla. En el sector norte de la Cerrillada de Las Cabras, el trazo de la falla El Gigante se ubica más al oeste de la posición de la escarpa de esta serranía, controlada por la erosión diferencial localizada en el contacto entre las Formaciones La Cruz (más resistente) y Lagarcito. En

el sector sur de la misma, el trazo de la falla es coincidente con el margen rectilíneo de la cerrillada y 2 km al norte de la principal quebrada que atraviesa a la Cerrillada de Las Cabras (Quebrada La Ermita), los conglomerados de la Formación La Cruz se disponen con una actitud de 350°/73°E en la intersección con su trazo, muy cerca del contacto con las areniscas de la Formación Lagarcito.

La expresión en superficie de esta estructura desaparece gradualmente al sur de la localidad de Jarilla, aún cuando la misma continúa en el subsuelo con arrumbamiento semejante (Manoni, 1985, Yrigoyen et al., 1989).

Falla Quebrada Grande (Costa y Gardini, 1985)

Esta estructura ubicada en el extremo suroriental de la sierra de El Gigante, solo alcanza a ser comprendida en su extremo austral por la presente Hoja Geológica. La misma es de carácter normal y pone en contacto a las rocas del basamento cristalino con las sedimentitas del Grupo El Gigante. Su rumbo general es de 40°, aunque a la latitud del puesto La Aguada continúa con una dirección de 15°, luego de una brusca inflexión debida a la interacción con planos de fracturas preexistentes. Costa y Gardini (1985) indicaron que esta falla posee un plano subvertical con inclinación al SE, observación efectuada fuera del área cubierta por esta Hoja Geológica. No se han reconocido evidencias de contacto tectónico en el tramo más austral de esta estructura (dirección 15°), aunque la naturaleza tectónica del mismo se sospecha en función del contacto marcadamente rectilíneo con las rocas sedimentarias.

Anticlinal Las Cabras

Este pliegue está asociado a la propagación de la falla El Gigante, reconociéndose al mismo con un rumbo general NNE desde Punta de Sierra hasta la localidad de Jarilla. Se trata de un anticlinal asimétrico, con su flanco oeste corto, afectado por cizalla y en ocasiones invertido, debido a su interacción con la falla El Gigante. Su eje tiene una dirección NNE hasta la Cerrillada de Las Cabras, adoptando desde allí hacia al sur un trazo esencialmente meridiano. El ancho máximo de afloramiento (aproximadamente 12 km) coincide con una culminación del eje, algo al sur de Represa del Carmen,. La morfología del pliegue es esencialmente

asimétrica, pero en algunas secciones se asemeja a un pliegue en caja muy abierto Gardini et al. (1996) (véase el perfil A-A). Gardini et al. (1996) han indicado que las inclinaciones del flanco occidental de este pliegue oscilan entre 26°O y 75°O, habiéndose observado también estratos rebatidos. El limbo oriental, de mayor desarrollo, presenta inclinaciones comunmente comprendidas entre 10°E y 13°E.

Estructuras del ámbito de la Salina de El Bebedero

La salina de El Bebedero está ubicada en el centro de una depresión tectónica marginada por estructuras con arrumbamientos diversos, cuyas expresiones topográficas son moderadas a muy tenues, aunque muestran una buena imposición morfológica en el ambiente de planicies. La salina de El Bebedero ha sido considerada como la expresión actual de la subsidencia de la cuenca de Beazley (Criado Roque et al., 1981b). A pesar de la marcada linealidad de las estructuras referidas, no se han descrito evidencias directas de fallamiento en superficie. De acuerdo con lo observado en secciones sísmicas, no se descarta que la expresión superficial de estas estructuras esté principalmente vinculada con el plegamiento de estratos cenozoicos asociados a la propagación de fallas. Por lo tanto, es muy probable que el término "falla" en sentido estricto, no sea aplicable para la mayoría de estas estructuras. Esta situación ya había sido sugerida por González (1981), excepto para la falla Dos Anclas donde dicho autor reconoció sedimentitas neógenas en su labio elevado y sedimentos lacustres cuaternarios en el labio hundido. Sin embargo tampoco se han reconocido fenómenos de fracturación asociados a la misma.

Dentro de este esquema se destacan la *Falla Bebedero*, estructura ya inferida por Tapia (1935) e identificada también en las contribuciones de Flores (1969), Flores y Criado Roque (1972), Flores (1979) y Criado Roque et al. (1981b). González (1981) la denominó falla Varela, por entender que la misma se continuaba al sur de la salina de El Bebedero con la estructura ya nominada por Flores (1969) en la sierra de Varela. El análisis de imágenes aéreas y de secciones sísmicas, indica que el trazo de la falla Bebedero se ubica al oeste de la sierra de Varela, razón por la que se introduce aquí esta nueva denominación. Se considera que esta falla se extiende con un rumbo general norte-sur desde las inmediaciones de la ruta nacional N° 147, por el norte, a lo

largo de la cañada de San Gerónimo-Balde, donde pliegues por propagación de falla observados en las secciones sísmicas son bastante coincidentes con su trazo. A la latitud del borde norte de la salina de El Bebedero, el trazo de la falla muestra una deflexión hacia el este, configurando a partir de allí un diseño en planta cóncavo al oeste. Esto debe estar sin duda vinculado al movimiento andino de fracturas con diferente orientación del basamento cristalino infrayacente.

La falla Bebedero ha controlado sin duda la posición de las diferentes líneas de costa de la salina homónima en su sector oriental (González, 1981). También ejerce un control en el curso del arroyo Bebedero hasta la confluencia de éste con el río Desaguadero, ya fuera de la superficie cubierta por esta hoja geológica. No se han observado evidencias directas de fallamiento a lo largo del trazo de la falla Bebedero, aunque el mismo es siempre remarcado con una escarpa topográfica que sugiere un labio elevado al este, lo cual es coincidente con su geometría en el subsuelo.

La *Falla Dos Anclas* ha sido descrita por González (1981) y mencionada también genericamente por otros autores indicados en dicha contribución. Esta falla presenta un trazo ligeramente curvo cóncavo al este y ha controlado el desarrollo de la depresión tectónica en su sector occidental. Las evidencias superficiales de esta fractura están constituidas por una escarpa topográfica bastante rectilínea que se extiende con dirección NE-SO desde su intersección con la falla de Varela, en el margen norte de la salina por espacio de 27 km, desapareciendo sus evidencias en el relieve de manera bastante brusca (probablemente por interacción con otra estructura).

González (1981) también destacó la presencia de otras fallas en este sector, tales como la Falla de la Salina y la Falla Beazley, ambas ubicadas al sur del cuerpo salino y con evidencias más tenues en el relieve. Las mismas se refieren en el mapa como fracturas secundarias.

Serranías del Sur

Las cerrilladas bajas ubicadas entre las sierras de San Luis y Varela, constituyen la expresión saltuaria en superficie de un alto estructural que se interpreta como el límite entre las cuencas de Beazley y de Villa Mercedes. Estas suaves elevaciones de rocas precuaternarias coinciden parcialmente con el

denominado Alto Cerrillo Las Salinas-Charlone (Criado Roque et al., 1981b) y quedan algo desplazadas al oeste del alto estructural de La Cumbre (Costa, 1989b). En ellas se destacan asomos de basamento cristalino, con una cobertura plegada de rocas asignadas al Cretácico y Terciario. Su estructura se vincula con la propagación de diferentes secciones de fallas, cuyos movimientos andinos han tenido mucha menor magnitud que los registrados en la sierra de San Luis. En concordancia con la respuesta mecánica de los materiales a los esfuerzos, pueden reconocerse anticlinales asimétricos por propagación de falla o estratos basculados en las rocas sedimentarias y fenómenos asociados a estructuras de fracturación en los asomos del basamento cristalino.

Falla El Lince: Este sector comprende a la cerrillada ubicada inmediatamente al sur de la ciudad de San Luis, conocida como Sierra de los Padres y al cerro El Lince. El margen occidental de estos afloramientos determina un rasgo lineal, de rumbo general 310° , caracterizado por el alineamiento de depósitos referidos en su gran mayoría al Terciario. La interpretación de esta estructura proviene del análisis de imágenes aéreas, ya que hasta el momento no se han encontrado evidencias en el terreno de su existencia. La principal evidencia de fallamiento en superficie no está asociada a este rasgo, sino a una prominente escarpa topográfica ubicada al este del cerro El Lince. Esta escarpa presenta un trazo muy rectilíneo con diseño cóncavo al oeste y orientación general NO-SE. Costa (1989a) indicó que este diseño es probablemente el resultado de la interacción de diferentes trazos de fallas con orientaciones NNO-SSE; N-S y NNE-SSO. El mencionado autor destacó también que el resalto topográfico de la escarpa alcanza en algunos sectores a 30 metros, exponiéndose en la base de la misma sedimentos conglomerádicos y areniscas gruesas rojo-moradas (Terciario) cubiertos por sedimentos loessoides (Holoceno). El buen grado de preservación de esta geoforma y la posición de los mismos sedimentos loessoides en ambos labios de la falla, abogan por una actividad bastante reciente de la estructura. Sin embargo, debe considerarse que el origen eólico de los depósitos holocenos, los inhabilita como un elemento confiable para postdatar sus últimos movimientos.

Falla y pliegue Las Barrancas: Esta sección

presenta un rumbo general (15°), muy semejante al arrumbamiento de la falla de San Luis en la ladera de la sierra homónima. La prolongación septentrional de su trazo se intersecta con la sección anterior en las cerrilladas bajas de El Lince y cerro Acazape y el mismo puede trazarse en las imágenes aéreas considerando el alineamiento de asomos de basamento elongados según la dirección mencionada. En el paraje Las Barrancas, la cobertura sedimentaria presenta una estructura anticlinal asimétrica, cuyas inclinaciones 100 metros al oeste del núcleo, muestran actitudes promedio de $345^\circ/59^\circ$ SO. Ello sugiere que el trazo de la falla principal o su proyección en superficie se encuentran en las cercanías. Las actitudes del flanco oriental son bastante constantes, oscilando entre 20° E y 30° E.

Falla y pliegue Cerro Charlone: El trazo de la falla interpretado en esta sección muestra una dirección 350° y aparece desconectado en superficie de las secciones adyacentes. La posición del trazo de falla en este sector se infiere por el borde rectilíneo de la serranía homónima y por la actitud vertical de areniscas conglomerádicas asignadas al Terciario, observada en estrabaciones bajas ubicadas al NO de esta sierra. En la cobertura sedimentaria puede reconstruirse un anticlinal muy asimétrico, donde los términos cenozoicos de su flanco occidental se observan en posición vertical e incluso rebatidos. En el flanco oriental, las actitudes típicas del relieve de cuevas que caracteriza a estas rocas, son por ejemplo $350^\circ/19^\circ$ E. Dicha estructura anticlinal también se encuentra esbozada en los perfiles efectuados por Lanchas (1981).

Falla Zanjitas: La expresión estructural en el relieve se observa aquí tenuemente insinuada por la alineación de cerrilladas bajas desconectadas entre sí, a la que se asocia una suave escarpa topográfica de algunas decenas de metros de magnitud. Según Criado Roque et al. (1981b) esta sección corresponde a pequeños bloques de basamento fracturados y basculados al SE, aunque en superficie predomina una cobertura de rocas terciarias. No han podido reconocerse en esta sección evidencias directas de fallamiento o plegamiento. En la intersección de la ruta provincial N° 3 con las mencionadas elevaciones se observaron inclinaciones variables de las sedimentitas terciarias hacia el E y S cuyas angularidades generalmente no superan los 20° .

3.3 ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN FRÁGIL DE LA SIERRA DE SAN LUIS

Las estructuras de fracturación más conspicuas de este macizo serrano están concentradas en el frente de levantamiento andino de la misma, el cual es coincidente con la ladera occidental de la sierra. A su pie se ubica el trazo de la falla de San Luis. El sector más austral de este frente de levantamiento se encuentra comprendido en la presente Hoja Geológica y pueden reconocerse bloques menores asociados al mismo, que experimentaron menor magnitud de levantamiento (Costa, 1992). Ello ha determinado el desarrollo de otras importantes zonas de cizalla frágil en el interior del macizo serrano, además de un conjunto de estructuras extensionales en el sector Potrero de los Funes- Las Chacras, todo lo cual se describe a continuación.

Falla de San Luis (Flores, 1969)

La falla de San Luis margina a la sierra homónima por el oeste, cubriendo su trazo una extensión aproximada de 110 km, donde los 40 km más australes se encuentran comprendidos en la superficie aquí analizada. Flores (1969) extendió el trazo de esta falla hasta la sierra de Varela. Sin embargo, la desconexión física entre los diferentes afloramientos y la falta de exposiciones conocidas de su superficie al sur de la ciudad de San Luis, no permiten corroborar la continuidad en este sector de las características que le son propias a esta estructura en el ámbito de la sierra de San Luis.

La falla de San Luis es una estructura de tipo inverso y las escasas exposiciones conocidas de su plano muestran a las rocas del basamento cristalino montando con ángulos bajos (5°E - 45°E) a sedimentitas asignadas al Terciario y Cuaternario (Costa, 1990, 1992, 1993 y 1994, Roccasalvo, 1992). El trazo de esta falla solo ha sido observado en afloramientos aislados en quebradas o cortes del sistema fluvial. No se observan morfologías específicas que delaten la presencia del mismo, ya que generalmente se encuentra cubierto por una cobertura aluvial moderna. Las morfologías más comunes corresponden a escarpas de fracturas subverticales secundarias, generalmente de origen extensional. Probablemente Flores (1969) y Flores y Criado Roque (1972) se refirieron erróneamente a dichas superficies al definir a esta falla como de alto ángulo, según mediciones de su plano (85°E) efectuadas en las inme-

diaciones de Suyuque Viejo. El trazo de esta estructura presenta un diseño lobulado en planta con rumbo general 10° y una doble inflexión brusca a la latitud de la quebrada de Guascara.

Considerando las diferentes características observadas a lo largo del trazo de la falla de San Luis, referidas fundamentalmente a su grado de actividad y aspectos morfométricos (Costa, 1992), su descripción se dividirá en diferentes secciones, tal como se indica a continuación:

Sección Villa de la Quebrada: Esta sección abarca el trazo de la falla desde la quebrada del río Nogolí (fuera de los límites de la Hoja Geológica) hasta la quebrada Guascara. La posición de la falla se ubica al pie del frente serrano, pero no se han observado exposiciones de su superficie en esta sección, ya que la mayor parte de las escarpas se encuentran degradadas.

Esta sección margina por el oeste al Bloque de Villa de la Quebrada (Costa, 1992), el cual experimentó una menor magnitud de levantamiento que el bloque serrano principal (véase el perfil A-A').

Sección Las Cuevas: La falla San Luis presenta un contorno lobulado en esta sección, en la cual se ha podido reconocer una de las pocas exposiciones de su plano a lo largo de todo su trazo. El mismo puede observarse 500 m al norte de la quebrada Rumi Huasi, sobre una antigua huella minera. Allí en el sector denominado Las Cuevas aparecen esquistos del basamento cristalino sobrecorriendo a fanglomerados y material coluvial, a lo largo de un plano de falla con rumbo 350° e inclinación variable entre 10°E - 45°E (Costa, 1990, 1992, Roccasalvo, 1992). La superficie de contacto es bastante neta y los esquistos muestran una significativa transposición tectónica y desagregación mecánica en un ancho promedio de 1.5 m adyacente a la misma, determinando una importante alteración de su aspecto original. Según Costa (1992) el material sobrecorrido es un conglomerado de clastos subangulosos a redondeados de proveniencia local, con longitudes de ejes mayores comprendidas entre 10 y 20 cm. La mayoría de ellos están orientados en la zona de contacto, en concordancia con la actitud de la superficie de falla, evidenciando una perturbación tectónica de su fábrica que no supera los 50 cm de ancho. Muchos de estos clastos están estriados. Cinco o seis metros al oeste del contacto, los bloques son de proveniencia alóctona y su tamaño aumenta significativamente (40-50 cm en promedio). No se

observa aquí orientación tectónica de clastos y el depósito muestra un neto aspecto aluvial. Los rasgos de estratificación son apenas visibles en cercanías del contacto y los mismos parecen acompañar a la actitud de la superficie de falla.

No se han reconocido otros afloramientos del plano de falla en este sector, pero la actitud de cizalla frágil penetrativa en los márgenes serranos (por ejemplo a la latitud de Suyuque Nuevo y Suyuque Viejo), son consistentes con una inclinación de 45°E.

En esta sección existen otras evidencias de deformaciones muy probablemente cuaternarias asociadas a la falla San Luis, tales como escarpas desarrolladas en los Depósitos de Cobertura de Superficies de Erosión y Abanicos Aluviales en los sectores de El Molle (Costa, 1987; 1992) y Suyuque Viejo (Costa, 1992; Riera, 1997).

Sección El Algarrobal: Esta sección se localiza entre Suyuque Viejo y las inmediaciones del puesto El Algarrobal, en coincidencia latitudinal con el desarrollo de la depresión del Potrero de los Funes. El mismo presenta características semejantes a la sección Villa de la Quebrada, situación vinculada principalmente a la menor magnitud del levantamiento experimentado por la sierra en esta sección. No se han reconocido aquí exposiciones de la superficie de falla.

Sección Los Venados: Este sector comprende la parte más austral del trazo de la falla de San Luis, incluyendo a las laderas de los cerros San Ignacio y Potrero, en coincidencia con la denominada Dorsal de la Quebrada de Los Cóndores y con la serranía de Los Venados. Las exposiciones conocidas en este sector de la superficie de falla muestran a granitos migmatizados y milonitas del basamento cristalino sobrecorriendo a areniscas y arcilitas rojizas masivas (Formación San Roque?). Según Costa (1992), a la latitud del cerro San Ignacio la superficie de falla tiene una inclinación promedio de 16°E, pero en ocasiones su posición es horizontal, llegando incluso a rebatirse. Esta falla ha sido observada exponiendo las mismas relaciones geológicas con actitud 350°/45°E, en una exposición artificial en Aguada de Pueyrredón (sitio de emplazamiento de la planta de agua potable de la ciudad de San Luis). En dicho sector, la pendiente serrana es muy empinada (Figura 22), existiendo incluso pequeños valles colgados asociados a planos de fracturas subverticales. Según Costa (1996), dichos planos son fracturas antitéticas al plano de falla principal.

Falla Portezuelo Blanco (Costa, 1992)

Esta fractura es una de los rasgos estructurales de mayor continuidad en el basamento de la sierra y puede reconocerse de manera continua entre la quebrada de Luján y el Portezuelo Blanco, en el extremo norte del abanico de El Molle. Según Costa (1992) ello es consecuencia de una importante cizalla asociada que determina alineaciones del drenaje y sillars topográficas que destacan su trazo. Dicho autor mencionó una importante participación del rechazo horizontal longitudinal en las estrías de fricción medidas en esta falla, aunque pueden reconocerse movimientos verticales entre bloques menores del basamento asociados a la misma.

Zona de Cizalla Río Chico-Guascara (Costa, 1992)

Esta zona de cizalla presenta una orientación N-S y está incluida parcialmente en la presente Hoja Geológica. Se ha interpretado que los movimientos andinos asociados a la misma han sido los responsables del desmembramiento morfotectónico reconocido entre el bloque de Villa de la Quebrada y el bloque principal de la sierra (Costa, 1992). La degradación mecánica de los materiales debido a los fenómenos cataclásticos, determina una buena expresión topográfica de esta zona de cizalla, traducida en sillars topográficas y drenaje alineado.

El sector de cizalla más importante está circunscripto a un ancho de 70 m. Allí las rocas presentan una fuerte foliación cataclástica buzante al este, con dirección NNO y una fábrica milonítica sobrepuesta con igual orientación. Las estructuras planares de las rocas del basamento cristalino se encuentran muy transpuestas en este sector. Las evidencias de cizalla semifrágil reconocidas en esquistos y migmatitas muestran el predominio de movimientos inversos.

Sistema de Fallas de Potrero de los Funes

Las estructuras de fracturación macroscópicas de la zona de Potrero de los Funes, en el extremo meridional de la sierra de San Luis están caracterizadas por fallas normales, cuya orientación principal es NO-SE. La interacción de este sistema de fracturas con fracturas submeridionales, configura la depresión tectónica de Potrero de los Funes, cuyas características estructurales pueden ser parcialmente extrapoladas a los sectores de Las Chacras y Cruz

de Piedra (Zencich, 1988; Cortés y Costa, 1991; Costa, 1992; Costa y Cortés, 1993).

Costa (1992) y Costa y Cortés (1993) agruparon las estructuras de fracturación principales en los Grupos de Fallas del Salto de la Moneda, Potrero de los Funes y de la Dorsal de la Quebrada de Los Cóndores. Estos juegos tienen una dirección general variable entre 280° y 300°, configurando un graben en el cual se depositaron sedimentos neógenos y cuaternarios (Rivarola, 1990, Di Paola y Rivarola, 1992). Los últimos dos grupos de fracturas constituyen el límite de afloramiento actual de dichos depósitos.

La Dorsal de la Quebrada de Los Cóndores, en cambio, es una estructura hemigraben marginada por fallas cuya actitud promedio es de 290°/60°N. Se destaca en este sector la falla Potrero Sur (Zencich, 1988) cuyos movimientos afectan al denominado Fanglomerado del Potrero (Rivarola, 1990) (Pleistoceno inferior?).

Al sur de este sector se localiza la depresión topográfica de Las Chacras, marginada parcialmente por fallas entre la que se destaca la falla El Portezuelo (Costa, 1985), también de carácter normal (345°/75°NE). Sus movimientos han plegado por arrastre a areniscas y pelitas rojas asignadas a la Formación San Roque (Costa, 1985, 1991, 1992) y los mismos parecen estar postdatados por la elaboración de la superficie de erosión sobre la que se asienta la Formación Las Chacras (Depósitos de cobertura de superficies de erosión).

Costa (1992) distinguió en la ladera oriental del macizo serrano varias zonas de cizalla, en donde la importancia de los procesos de fracturación es más significativa que en el resto, tales como la *Zona de Cizalla Río Grande-Los Molles* y la *Zona de Cizalla El Totoral-Los Tapiales*. La primera de ellas es parcialmente coincidente con el contacto oriental del granito La Escalerilla con el Complejo Metamórfico, habiéndose descripto a lo largo del mismo recurrentes fenómenos de cizalla frágil y semifrágil (Costa, 1981 y 1983; Cañadas, 1984; Rada, 1984; Gardini, 1985; Palma, 1987; Pascuet, 1989 y Sales, 1996). Esta zona parece continuarse al norte con la falla El Refugio (dentro del ámbito de la Hoja Geológica San Francisco), mientras que al sur de las nacientes del arroyo de Los Molles la expresión superficial de la misma se distribuye en un diseño de abanico o cola de caballo (horse tail), perdiendo expresión en el relieve. En la zona aledaña al contacto aparecen cinturones de milonitas y protomilonitas de filiación granítica y cizalla moderna sobreimpuesta

con igual actitud espacial a las estructuras internas del plutón (dirección NNE y alto ángulo de inclinación al E). Las relaciones geológicas observadas a lo largo del curso de los arroyos Los Manantiales y Los Molles sugieren un contacto intrusivo de este cuerpo, a lo largo del cual se localizó a posteriori una importante cizalla dúctil y frágil respectivamente.

La *Zona de Cizalla El Totoral-Los Tapiales* (Costa, 1992) también coincide con las estructuras internas del basamento, pero a diferencia del caso anterior no presenta una buena expresión morfológica. Acorde con las reconstrucciones paleotopográficas, esta zona de cizalla es coincidente con una depresión de la superficie de erosión regional, según el eje El Totoral-El Trapiche. Buenos ejemplos de la deformación asociada a esta zona de cizalla pueden observarse a lo largo de la ruta provincial N° 9, en el tramo comprendido entre las localidades recién mencionadas. Pueden reconocerse allí sobreimposiciones de deformaciones frágiles y semifrágiles a las deformaciones dúctiles de la fábrica metamórfica.

Falla Varela (Flores, 1969)

Esta estructura refiere a la escarpa de falla que margina por el oeste a la sierra homónima. Está compuesta por un tramo norte con dirección NE y un tramo sur con dirección meridiana. Atendiendo a los rasgos morfoestructurales de esta serranía (ver capítulo de Geomorfología), se asume que esta sección presenta los mismos atributos geométricos que la estructura expuesta en la sierra de San Luis. Sin embargo, no se han reportado descripciones de campo de esta falla. Asimismo, la cobertura detrítica moderna y el espeso monte pedemontano presente en esta sierra atentan contra el reconocimiento *in situ* de sus rasgos geométricos.

En el extremo sur de la sierra de Varela, ya fuera de la zona de estudio, la continuación meridional del trazo de falla coincide con la posición subvertical e incluso rebatidas de sedimentitas clásticas cuya filiación podría referirse al Mesozoico y/o Terciario.

4. GEOMORFOLOGIA

En las características geomorfológicas del área de estudio, se destacan la culminación austral de la sierra de San Luis y las Serranías Occidentales. Estas morfoestructuras están rodeadas por planicies, de las que emergen cerrilladas bajas en el sector SE,

de mucha menor importancia areal y topográfica que las anteriores. A los efectos descriptivos, se discriminará entre los ambientes de planicies y serranías, siguiendo el esquema propuesto por González Díaz (1981), en los que pueden reconocerse las siguientes unidades (Figura 23):

Ambiente de planicies

- . Planicie Loessoide de La Cumbre
- . Planicie Medanosa
- . Depresión Longitudinal Central
- . Planicie aluvial (de la sierra de San Luis, Serranías Occidentales y serranías menores del sur)
 - . Ambiente de playa de la Salina de El Bebedero
 - . Campos de médanos de Gorgonta y Beazley
 - . Sector pedemontano de las Serranías menores del sur y sierra de Varela
 - . Planicie Occidental
 - . Planicie aluvial de las Serranías Occidentales
 - . Llanuras de inundación de los ríos Desaguadero y Tunuyán
 - . Planicie fluvial del Río Tunuyán
 - . Campos de médanos y guadales

Ambiente de Serranías

- . Sierra de San Luis
- . Ladera occidental
- . Pendiente de inclinación del bloque
- . Serranías Occidentales
- . Serranías menores del sur

4.1 AMBIENTE DE PLANICIES

Planicie loessoide de La Cumbre

Este sector se ubica en el extremo oriental del área estudiada, aunque su desarrollo areal es mucho mayor. Corresponde una zona con suaves ondulaciones y desarrollo local de cárcavas, como se expone en la figura 17. Dichas ondulaciones parecen consistentes con el relieve del basamento cristalino y sedimentos terciarios atenuado por el manto loessoide, cuyas potencias máximas rara vez superan los 10 m. En esta suave morfología se destaca el alto estructural La Resbalosa-La Cumbre (Costa, 1989a). Este rasgo determina la divisoria entre los cursos que aportan a la cuenca de los ríos Volcán y Quinto y es coincidente con una mayor elevación de la actitud actual de la superficie de erosión del basamento cristalino, insinuado en el estribo o “península” de sus afloramientos al sur de la localidad de El Trapiche. La mayoría de estas suaves ondulaciones

corresponden a valles fluviales no funcionales, representando el sistema de cárcavas la red de drenaje actual (Latrubesse, 1989; Ramonell et al., 1992).

Hacia el sur, estos rasgos morfológicos pierden significación y la planicie loessoide presenta una morfología muy homogénea, interrumpida ocasionalmente por un carcavamiento localizado

Planicie Medanosa

Esta unidad corresponde al extremo noroeste de una extensa superficie de acumulación eólica reconocida en la provincia de San Luis (Frenguelli, 1946; González Díaz, 1981). En el sector comprendido dentro del área estudiada pueden observarse suaves morfologías de dunas longitudinales dispuestas con orientación preferencial N-S y desniveles que no superan los 3 m. En cercanías de la intersección de la ruta nacional N° 7 con el río Quinto (ya afuera del área estudiada), Ramonell et al. (1992) distinguieron morfologías similares.

Depresión Longitudinal Central (González Díaz, 1981)

Esta suave depresión, comprendida parcialmente en el área bajo estudio, está localizada entre la sierra de San Luis y las Serranías Occidentales. Es coincidente con el desarrollo de la cuenca de Beazley y el denominado Bolsón de Las Salinas (Flores, 1969) y con la pendiente de inclinación de un bloque del subsuelo marginado por fallas inversas (Ver capítulo 3). Presenta una elongación con dirección NNO-SSE, y el eje o centro de la depresión se dispone en una línea bien definida entre la Pampa de las Salinas (límite San Luis-La Rioja) y la Salina del Bebedero y El Barreal, las cuales constituyen la playa de esta depresión interserrana (González Díaz, 1981).

Sector pedemontano de la Sierra de San Luis: Como consecuencia de las inhomogeneidades morfológicas descritas en la ladera occidental serrana, también pueden reconocerse diferencias a lo largo del sector pedemontano adyacente. Ello resulta a partir de tres asociaciones geomorfológicas principales, que a su vez guardan relación directa con las unidades cartográficas cuaternarias. Ellos son: Depósitos de cobertura de superficies de erosión, abanicos aluviales antiguos y abanicos coalescentes que originan la bajada o planicie aluvial pedemontana. Los remanentes de las dos primeras morfologías aparecen principalmente en el sector Quebrada

Guascara-Suyuque Viejo y Sierra de Los Venados, en coincidencia con las mayores cotas topográficas de la sierra y/o con pendientes importantes. Las bajadas se encuentran desarrolladas a continuación de los mismos. En los otros sectores, la planicie aluvial pedemontana aparece en contacto con el frente serrano.

Los denominados depósitos de cobertura de superficies de erosión presentan en planta una morfología semejante a abanicos aluviales, probablemente debido a su patrón de erosión posterior. Tienen un diseño pseudolobulado y generalmente constituyen remanentes desconectados entre sí. Constituyen la morfología de mayor cota en el piedemonte y están bastante disectados. Estos cuerpos constituidos por conglomerados de geometría tabular y potencia no mayor de 5 metros (ver descripción en capítulo 2) están comunmente adosados a la ladera serrana. Sin embargo, a la latitud de El Molle sus afloramientos aparecen desconectados de la misma, a la manera de montes islas dentro de depósitos aluviales más modernos y vinculados a escarpas de falla.

Los depósitos expresados bajo estas morfologías, se asientan sobre una superficie de erosión labrada en las rocas del basamento cristalino, cuyas exposiciones puntuales no han permitido avanzar sobre la naturaleza genética de las mismas. Sin embargo, en la depresión de Potrero de los Funes y Las Chacras puede reconocerse morfologías similares, resultantes de la depositación de mantos detríticos cuaternarios apoyados sobre una superficie de erosión labrada sobre las rocas terciarias. Esto permite caracterizarlos como pedimentos, tal como ya lo mencionaran González Díaz (1981) y Latrubesse y Ramonell (1990a y b), quienes reconocieron tres niveles de pedimentos en este último sector.

Los abanicos aluviales más antiguos o primer nivel de abanicos aluviales están comunmente desarrollados a una cota más baja y presentan menor disecación que los planos recién descriptos. Sus mejores desarrollos aparecen en las quebradas de El Molle, Suyuque Viejo y El Portezuelo. Se destaca que se ha preferido la denominación de abanicos aluviales, en razón de desconocerse el espesor y las relaciones de base depósitos. Pero no se descarta que en algunos casos estos cuerpos apoyen sobre superficies de erosión (por ejemplo el abanico de El Molle). Estas morfologías siempre aparecen asociadas a los engolfamientos del frente serrano, excepto a la latitud de Suyuque Nuevo, donde remanentes de las mismas sobresalen dentro de la planicie aluvial pedemontana.

Las generaciones posteriores de depósitos aluviales originadas como respuesta al levantamiento serrano y seguramente también a cambios climáticos, aparecen encajadas dentro de las morfologías recién descriptas, a la manera de abanicos telescópicos o en trompeta. La coalescencia entre los diferentes cuerpos constituye la planicie de agradación pedemontana, la cual presenta un desarrollo ininterrumpido en los sectores donde la topografía serrana es menor (Secciones Villa de la Quebrada y Suyuque Viejo-El Algarrobal). Este sector presenta una disecación incipiente y muchos de sus planos son aún funcionales. Se reconoce también el desarrollo de planos de terrazas encajados en la superficie de estos abanicos.

Planicie aluvial: Es la zona de mayor representación areal dentro de la Depresión Longitudinal Central y comprende a su vez dos sectores cuyas suaves pendientes convergen hacia el eje de la depresión denominado Cañada de Balde-San Gerónimo. El sector oriental, vinculado con las bajadas de la sierra de San Luis, presenta pendientes hacia el oeste no mayores de 4° .

El sector occidental está definido al este del Alto Pencoso y a consecuencia de la discrepancia entre las divisorias de cumbres y de aguas en este sector, su desarrollo no involucra propiamente al sector pedemontano oriental de las Serranías Occidentales. La vinculación de esta divisoria de aguas con rasgos estructurales no resulta sencilla, ya que al menos en superficie la misma coincide con una sucesión homoclinal de rocas subaflorantes terciarias. Las ocasionales escorrentías son derivadas por los colectores principales (que incluye la parte distal del abanico del río Nogolí) hacia la cañada de San Gerónimo-Balde, cuyo nivel de base está constituido por la Salina de El Bebedero-El barreal.

Tognelli (1987), observó en la divisoria de aguas occidental pequeñas lomadas asociadas a un relieve de cuevas vinculado con la actitud de las rocas terciarias. Se reconoce allí un marcado lavaje en manto en su pendiente estructural, derivando en erosión lineal hacia el este y a veces en profundas cárcavas que disectan los terrenos de acumulación fluvial. Dicho autor distinguió también dos patrones de drenaje en la depresión. El ubicado en los sectores de cabeceras presenta patrones integrados, con orientación en general N-S y controlado por la estructura del basamento subyacente (en realidad corresponde a las sedimentitas terciarias). Estos cursos se unen al colector principal en un ángulo no mayor al recto

siguiendo un diseño dendrítico a subdendrítico, caracterizado por un sistema ramificado. El segundo patrón responde a diseños paralelos a subparalelos, puesto en evidencia por los ríos de mayor longitud y orden. El sentido de escurrimiento de estos colectores es hacia el SE, uniéndose los tributarios en ángulos no mayores de 90°.

Ambiente de playa: Los colectores principales drenan sus aguas hacia el nivel de base local, constituido por El Barreal y la Salina de el Bebedero, la cual muestra en planta una configuración arriñonada.

Diversos autores han mencionado la existencia de varias terrazas en este sector, asociadas a antiguas riberas lacustres (Dohering, 1906; Gerth, 1914; Frenguelli, 1922; Deletang, 1929). En el sector norte de la salina, las líneas de costa pertenecientes al Período Lacustre Mayor (A, B y C, según González, 1981), se superponen en una sola lomada que divide la depresión de la salina al sur de la de 'El Barreal' al norte. Esta última, de pequeña magnitud en relación con el cuerpo salino principal ha recibido aguas locales provenientes del faldeo occidental de la sierra de San Luis, mediante la quebrada de San Gerónimo-Balde cuyos aportes no alcanzan a la salina, debido a que son endicados por las paleocostas del denominado Período Lacustre Mayor (González, 1981). Según el mencionado autor, las restantes evidencias morfológicas de líneas de costa pertenecen al Período Lacustre Menor, y están circunscriptas entre las líneas de costa A, B y C. Ocupan sectores sucesivamente más próximos al centro de la depresión, caracterizadas por pequeños cordones arenosos y arenosos conchilíferos muy ricos en cristales de yeso y carbonato evaporítico.

Hacia el SSO sólo se reconoce una línea de costa marginada por un campo de médanos longitudinales con rumbo N 34° E, fijadas antes del retroceso del Período Lacustre Mayor.

El arroyo Bebedero, que actualmente lleva hacia la salina las escasas aguas de aporte local, ha captado los caudales del río Desaguadero en épocas de crecidas, los que inundan ocasionalmente la depresión ubicada al sur de la salina del Bebedero y determinan un sentido de escorrentía del curso homónimo de sur a norte (de Moussy, 1866; Gerth, 1914; Deletang, 1929; Gez, 1938). Al sur de Beazley su curso es divagante y algo anastomosado, mientras que en las cercanías de su desembocadura con el cuerpo salino el mismo aparece encajonado.

Tognelli (1991) describió a la salina del Bebedero como un playa sabkha continental, con abundante

aporte clástico e importante participación de limos, yeso y halita. Las facies evaporíticas conforman un patrón de "bull eyes", donde el yeso limita la acumulación de cloruro de sodio en el centro de la cuenca.

Campo de médanos de Beazley: Tienen una forma en planta elipsoidal, con un desarrollo en superficie de aproximadamente 30 km². Son dunas longitudinales orientadas con dirección NE-SO, con longitudes de onda de 20 m promedio y desniveles de 5 a 7 m. Los médanos se presentan muy disipados y sus crestas con numerosas irregularidades (Canalis, 1993) (Figura 20).

Sector pedemontano de las Serranías Menores del Sur y sierra de Varela: Pese al escaso relieve relativo de estas serranías, puede observarse un área discreta de mayor pendiente vinculada a las mismas, que puede caracterizarse como bajadas. Los materiales loessoides, dominantes en toda la planicie, presentan aquí frecuentes intercalaciones con gravas y arenas fluviales, las que muestran mayor importancia en los escasos perfiles expuestos. La diferencia entre esta unidad y los sectores circundantes es difusa, apoyándose principalmente su carteo en las diferencias tonales observadas en las imágenes aéreas.

Planicie Occidental

Esta unidad se corresponde con el extremo oriental de lo que fuera denominada Depresión de La Travesía en la provincia de Mendoza (Polanski, 1963, González Díaz y Fauqué, 1993) y comprende el sector ubicado al oeste del Alto Pencoso, caracterizado por las geoformas vinculadas al ambiente agradacional de los ríos Desaguadero y Tunuyán. Dentro de la mencionada planicie pueden identificarse los siguientes ambientes:

Planicie aluvial de las Serranías Occidentales: Estos depósitos de bajadas tienen escasa potencia y su desarrollo comprende una franja localizada desde la divisoria de aguas con la Depresión Longitudinal Central hasta la planicie de inundación actual del río Desaguadero

Se destacan aquí los cursos de régimen no permanente relacionados con el ambiente de las Serranías Occidentales, tales como el río Jarilla y las cañadas ubicadas a la latitud de Represa del Carmen y norte de la Cerrillada de Las Cabras.

Según Tognelli (1998) el río Jarilla es de régimen no permanente, siendo funcional sólo cuando se producen las avenidas aluvionales de tipo esporádicas y estacionales. Nace en el sector oriental de la Cerrillada de Las Cabras con dirección norte-sur, para continuar luego este-oeste con destino final en el río Desaguadero. Los tributarios en la zona de cabeceras muestran un patrón subdendrítico y subparalelo poco denso. Se puede observar en las fotografías aéreas, una serie de paleocauces actualmente vegetados, que indican la importante actividad y aporte que ha tenido este río durante el Pleistoceno. En las imágenes aéreas se reconocen también paleocauces hasta hace poco tiempo funcionales con sentido sudoeste. Esta difluencia está localizada en la localidad de Jarilla y su coincidencia con las obras vinculadas al trazo del ferrocarril y de la antigua ruta nacional 7, permiten sospechar en un desvío de origen antrópico. Tognelli (1998), mencionó también que esta cañada presenta cauces y canales de fondo plano, de baja a alta sinuosidad, con multiplicidad moderada y elevada relación ancho-profundidad. Se observa una amplia llanura de inundación, que es activa cuando se producen las mayores precipitaciones en la zonas de cabeceras, formando a lo largo de todo el río barras centrales: longitudinales y transversales así como también laterales o marginales.

Llanura de inundación de los ríos Desaguadero y Tunuyán: El cauce del río Desaguadero se encuentra bien definido en el área analizada, habiendo profundizado su valle no sólo por causas naturales (cambios climáticos) sino también por factores antrópicos, tales como la retención de agua en las cuencas de los ríos Tunuyán y Mendoza para programas de regadío y energía eléctrica. (González Díaz, 1981, González Díaz y Fauqué, 1993).

Se pueden diferenciar en las imágenes satelitarias, dos sectores. Uno al norte de la ruta nacional N° 7, donde el cauce principal poco sinuoso presenta un importante desarrollo de la llanura de inundación creada sobre el antiguo lecho del río. En el extremo sur de este sector el ancho de la llanura de inundación es considerablemente menor, probablemente debido a los aportes del gran conoide del río Tunuyán (González Díaz, 1981). El otro sector aparece al sur de la mencionada ruta con un curso fluvial bien marcado y una llanura de inundación de escasa o nula representación a la escala del presente carteo.

Las observaciones de campo permitieron identi-

ficar tres niveles de terrazas en esta unidad al norte de la ruta nacional N° 7. Para González Díaz (1981) el nivel superior corresponde a una superficie primaria de agradación ("fill-top"), mientras que el intermedio puede catalogarse como una clásica terraza de erosión. El nivel más bajo reconocido podría estar vinculado a los cambios de origen antrópico.

En el primer nivel de terraza pueden observarse una alta densidad de drenaje, con cursos intermitentes de escasa profundidad y tributarios escalonados, a veces controlados por bancos de mayor resistencia a la erosión. Son comunes aquí fenómenos de microdeslizamientos rotacionales. Tales relieves podrían definirse como "*bad lands*" o "*huayquerías en expansión*" (Polanski, 1963).

Planicie aluvial del río Tunuyán: Corresponde a una extensa zona de derrames aluviales del mencionado río, producto de sus importantes migraciones laterales. En ella pueden distinguirse antiguos cauces cubiertos parcialmente por depósitos eólicos y su llanura de inundación actual ubicada en una franja no muy extensa pocos kilómetros al sur de la localidad de La Paz.

Según González Díaz y Fauqué (1993), el antiguo sistema del tramo inferior del río Tunuyán y probablemente en tiempos históricos del río Mendoza, desarrolló una extensa zona de derrames, aún reconocibles por sus paleocauces. Al este y noreste de San Antonio-El Cercao, estos autores distinguieron un pequeño cono aluvial más moderno, profusamente recorrido por cauces abandonados, con disposición distributaria.

Campos de médanos y guadales: El término "guadal" se aplica aquí para referir a acumulaciones mantiformes con predominio de limos eólicos y sin formas definidas, lo cual además de su litología los distingue de los campos medanosos. Estos son frecuentes en el ambiente de la planicie aluvial del río Tunuyán a manera de parches que fosilizan morfologías aluviales y fluviales. Estos sectores son anegados ocasionalmente por aguas de lluvia o desbordes fluviales y también reciben en función de ello la denominación de "bañados" o "barreales". Presentan superficies que no superan las 2 hectáreas, con escasa vegetación distribuida en forma de parches y corredores. Cuando están secos aparecen grietas de desecación, compuestas por material muy fino (limo, arcilla) bastante consolidado (tamaño promedio de las grietas largo 0,20 m por 0,14 m; de forma poligonal).

Al oeste de la estancia Los Ramblones, antes de llegar al puesto El Cercao, estos bañados y/o barreales no presentan cobertura vegetal. El tránsito del ganado genera surcos por donde se canaliza el agua de lluvia, lo que deriva en el desarrollo de cárcavas que se hacen más importantes hacia las cabeceras. Estos bañados tienen una pendiente casi nula y es factible ocasionalmente observar remanentes de suelos antiguos.

Méndez (1978, en González Díaz y Fauqué, 1993), destacó el predominio de sedimentos limo loessoides que cubren una superficie más o menos triangular, cuyos vértices aproximados son al sureste la unión del Tunuyán con el Desaguadero, al norte la Bajada de Soto y al sur la localidad de La Paz.

Los materiales limo-loessoides se encuentran también en los bajos intermedanos se presentan bastante consolidados al secarse.

Aparecen también campos de médanos, generalmente asociados a los guadales, en cuyo caso tienen un desarrollo areal muy reducido con morfologías de dunas tan disipadas que es muy difícil reconocerlas en las imágenes aéreas. En el extremo noroeste de la hoja y al sur del río Tunuyán, estos rasgos son más notables, pudiendo reconocerse en ambos casos que se trata de dunas longitudinales.

4.2 AMBIENTE DE SERRANÍAS

Las morfoestructuras serranas constituyen geofomas tectónicas vinculadas al ascenso andino de bloques pampeanos, preservándose en muchos casos las relaciones primarias de un paisaje tectónico (González Díaz, 1981). Por tal razón los rasgos estructurales tratados en el capítulo anterior, serán de gran utilidad para la descripción y comprensión de los aspectos geomorfológicos de este ambiente. Dentro de dicho esquema, la sierra de San Luis corresponde a un bloque de basamento cristalino elevado y basculado al este; las serranías occidentales expresan los rasgos propios de un paisaje de plegamiento y en las serranías del sur coexisten ambas situaciones.

Sierra de San Luis

El sector de la sierra de San Luis comprendido en la presente Hoja Geológica presenta los rasgos típicos de las Sierras Pampeanas, reconociéndose una ladera occidental constituida por una escarpa de falla y una ladera oriental o pendiente de inclinación del bloque. Sin embargo, no se observan con

buen desarrollo aquí los tres elementos paisajísticos que González Díaz (1981) destacó como característicos de esta sierra en su conjunto, a saber: a. Asimetría topográfica transversal a la elongación mayor; b. Preservación de los remanentes de una paleosuperficie de erosión (Peneplanicie de San Luis) en la ladera oriental y c. Restos de edificios volcánicos terciarios.

La asimetría topográfica es notoria solo en el extremo norte de la Hoja Geológica y la paleosuperficie de erosión no muestra aquí el grado de preservación característico de sectores ubicados más al norte. Sin embargo la misma puede identificarse en buena parte de la ladera oriental por la coincidencia de cumbres e interfluvios romos. Asimismo los productos volcánicos no se encuentran presentes en el área analizada.

El área serrana aquí comprendida, aparece como un dorso elongado en dirección NNE. Las cuencas fluviales de mayor superficie corresponden a los ríos Nogolí, Grande y de Los Molles, ubicándose las cabeceras de los dos primeros al norte del área de estudio. Todos ellos son de régimen permanente y muestran un importante control en una gran parte de su recorrido por fracturas y contactos litológicos.

La línea de cumbres y divisoria principal del drenaje aparece bien definida al norte del cerro Valle de Piedra y en ella se localizan las mayores alturas del área bajo consideración, como los cerros Agua Hedionda (2180 msnm), Valle Hermoso (2180 msnm) y Retana (2213 msnm). Este sector dominado por los afloramientos del granito La Escalerilla, muestra los típicos morfologías de erosión catafilar, lo que asociado los materiales loessoides localizados en el sector cuspidal serrano, da lugar a un pintoresco paisaje de pequeñas "pampas" salpicadas por afloramientos de rocas graníticas con diseño abochonado. Las referidas formas erosivas y su interacción con diversos sistemas de fracturas dan lugar a geofomas tipo "tors".

Dentro de la ladera oriental, los remanentes de la superficie de erosión regional están mejor preservados en el extremo norte de esta Hoja Geológica, disminuyendo gradualmente su expresión hacia el sur, principalmente en el ámbito de las cuencas de los arroyos de Los Molles y El Durazno. Dichos cursos están controlados por discontinuidades litológicas y estructurales (Costa, 1983) y adoptan un carácter subsecuente.

La reconstrucción de la antigua superficie de erosión sugiere que su pendiente general se incrementa desde el norte del área (4°E) hacia el

sur (hasta 8°E) y si bien no han podido distinguirse desmembramientos tectónicos de ese plano, es visible una brusca disminución de la pendiente, generando una charnela en la paleotopografía ubicada en coincidencia aproximada con el eje definido por la Zona de Cizalla El Totoral-Los Tapiales (Costa, 1992; Costa et al., 1998).

Los principales rasgos morfológicos de la ladera occidental están vinculados al fallamiento cenozoico responsable del levantamiento serrano, a los que la erosión subsecuente ha modificado en diverso grado. La pendiente general de esta ladera (°) determina un vigoroso entallamiento del drenaje y una importante erosión retrocedente en sus cabeceras.

Los aspectos morfométricos de esta ladera serrana no son homogéneos. Tal como se describió en el capítulo anterior, se distinguen en el macizo serrano un bloque mayor asociado a la escarpa de fallamiento principal y bloques menores, de menor elevación y superficie. La presente Hoja Geológica comprende al sector sur del bloque de Villa de la Quebrada y su desarrollo determina la presencia de una divisoria menor o secundaria en el drenaje en esta ladera. Asimismo, la proyección en la ladera serrana de los rasgos estructurales de la depresión de Potrero de los Funes determinan una menor elevación de la divisoria de aguas serrana y diferentes atributos morfológicos. Atento a ello, Costa (1992) dividió a esta unidad en diferentes secciones, tal como se destacan a continuación.

Sección Nogolí-Guascara: Esta sección se encuentra comprendida parcialmente en la superficie de la Hoja Geológica y se extiende desde el extremo norte de la misma hasta la quebrada de Guascara. Su desarrollo coincide con el bloque menor recién mencionado y las cotas máximas apenas superan los 1.300 msnm. En las zonas de mayor altura se preservan restos de un paisaje denudado y delgadas coberturas loessoides. La sinuosidad del trazo ladera-piedemonte es baja, aunque no se han observado morfologías de fallamiento.

Los interfluvios son redondeados y los cursos de agua (en su gran mayoría efímeros), muestran dificultades para evacuar sus propios materiales en cercanías de la unión con el piedemonte.

Esta sección contiene a la brusca inflexión del frente serrano a la latitud de la quebrada Guascara, la cual se supone producto de interacciones entre diferentes juegos de fracturas durante las etapas de ascenso serrano.

Se infiere que la magnitud de levantamiento de

este bloque con respecto al bloque principal ha sido menor y/o ha transcurrido un tiempo mayor desde el evento principal de ascenso (Costa, 1992).

Sección Guascara-Suyuque Viejo: Esta sección presenta una importante actividad del sistema fluvial, cuyo entallamiento ha generado profundos engolfamientos en la silueta serrana. Los interfluvios son agudos y los valles bastante encajados.

Abundan las morfologías asociadas a los frecuentes juegos de fracturas que caracterizan a esta ladera, tales como sillars de falla, discontinuidades altimétricas de crestas y valles rectilíneos. Muchas de estas geoformas están vinculadas al trazo de la falla Portezuelo Blanco, cuya expresión morfológica es la más destacada en la ladera serrana. No obstante, las evidencias de fallamiento cuaternario asociadas al corrimiento de Las Cuevas (véase el capítulo anterior), no presentan ningún rasgo morfológico distintivo asociado (Costa, 1990; 1992).

Aguas arriba de la unión serranías-piedemonte se reconocen niveles aterrizados en los depósitos aluviales actuales.

Sección Suyuque Viejo-El Algarrobal: Esta porción de la ladera serrana coincide latitudinalmente con la depresión de Potrero de los Funes y consecuentemente, con una disminución considerable de la altitud de la sierra. Las cotas superiores alcanzan a 1250 msnm. La ladera presenta aquí mucho menor desarrollo y extensión, así como un menor relieve relativo. Sus atributos morfológicos son bastante diferentes a los descriptos en la sección anterior.

Pese a que el relieve relativo es semejante al de la sección Nogolí-Guascara, la sinuosidad de su borde es mucho mayor y en algunos casos alcanzan a reconocerse sectores del basamento cristalino bordeados por materiales pedemontanos a la manera de "montes isla". Los cursos de agua no parecen estar profundizando los valles y en muchos casos muestran dificultades para evacuar los depósitos recientes. Ello determina fondos de valles esencialmente planos.

Se observan escarpas de línea de falla por erosión retrocedente y escarpas con caras libres, por caída gravitacional de rocas controladas por planos subverticales de fracturas.

Sección El Algarrobal-Aguada de Pueyrredón: Esta sección incluye a la prolongación del dorso de la Quebrada de Los Condores en la ladera occidental y a la serranía de Los Venados. El

relieve relativo alcanza aquí en promedio a 400 m. y predominan los interfluvios agudos. Las laderas son cortas, sus cuencas de poca extensión areal y el drenaje muy poco organizado, dominando aún en muchos casos los procesos gravitacionales sobre los fluviales.

En el sector sur de la serranía de Los Venados, la pendiente supera en algunos casos 30° y se observan algunos valles colgados como resultado del desprendimiento de grandes bloques. Estas morfologías muestran la cara libre de fracturas subverticales secundarias respecto a la falla principal, las cuales no expresan la real geometría del levantamiento serrano (Costa, 1991, 1992, 1996).

Serranías Occidentales

Esta cadena serrana se encuentra representada por la Cerrillada de Las Cabras y el extremo sur de la sierra de El Gigante, conocido como Punta de Sierra. Estos sectores coinciden con los afloramientos de los términos conglomerádicos del Grupo El Gigante. En ausencia de éstos, el relieve solo está caracterizado por lomadas bajas ubicadas entre ambas morfoestructuras, destacándose el relieve de cuevas que caracteriza a la Formación Lagarcito y a las rocas terciarias entre Naranjo Esquino y Mataco.

El relieve del sector de Punta de Sierra está dominado por los conglomerados de la Formación La Cruz, cuya grosera estratificación insinúa un relieve de cuevas con pendientes estructurales inclinando al oeste. Estos conglomerados muestran típicos diseños de erosión alveolar. En algunos casos el control de la erosión por parte de diferentes familias de fracturas origina curiosas morfologías en agujas como el denominado Peñón o Mogote y paredes verticales, lo que en cercanías del puesto La Aguada dió lugar a la denominación de la Formación Los Riscos.

La Cerrillada de Las Cabras corresponde a un paisaje de plegamiento. Su silueta elíptica en planta con un borde occidental rectilíneo, es resultado de un braquianticlinal marginado al oeste por una falla, representado principalmente por los afloramientos de la Formación La Cruz. El margen noroccidental de esta serranía no coincide con el trazo de la mencionada falla, sino que es producto de una notoria erosión diferencial entre dicha formación y la Formación Lagarcito. Entre la culminación del relieve serrano y la ruta provincial N° 26, los afloramientos de esa unidad están cubiertos en discordancia por

un manto detrítico moderno. La nivelación altimétrica de los interfluvios romos sugiere la existencia de una superficie erosiva (pedimento?). Una situación similar puede reconocerse en la ladera oriental de la cerrillada, donde la cobertura de detritos provenientes de los conglomerados mesozoicos, torna difícil la distinción entre sus propios afloramientos y el manto cuaternario, ya que la estratificación presenta en este sector una actitud muy semejante a la pendiente topográfica.

Los cauces son de naturaleza efímera y sus principales colectores son bastante visibles en imágenes aéreas. Al igual que en los sectores más septentrionales (Costa et al., en revisión), la principal divisoria de aguas está localizada al este de las serranías. El patrón de drenaje es radial-dendrítico en la zona de cabeceras, confluye en un colector principal al atravesar las cerrilladas bajas de Represa del Carmen y termina con un patrón dicotómico-radial en las proximidades del nivel de base del río Desaguadero. Dicha divisoria es coincidente con el denominado Alto Pencoso. Esta discrepancia entre el divorcio de aguas y las principales topografías serranas derivadas de la acción de estructuras andinas podría sugerir interesantes implicaciones tectónicas (migración del frente de levantamiento?).

Serranías menores del sur

Al sur de la sierra de San Luis, aparecen una serie de serranías bajas compuestas por núcleos de basamento cristalino y por rocas sedimentarias adosadas periclinalmente a los mismos. Estas serranías están separadas por los depósitos loessoides cuaternarios y el relieve relativo no supera los 250 m. De norte a sur se distinguen:

Sierra de Los Padres: Está ubicada inmediatamente al sur de la ruta nacional N° 7 y en su constitución intervienen casi exclusivamente rocas asignadas al Terciario con una cobertura detrítica cuaternaria cuspidal. La morfología de estos afloramientos está caracterizada por lomas simétricas con interfluvios agudos y sinuosos. Los valles tienen escaso desarrollo y en su gran mayoría presentan fondo plano, tapizados por la abundante sedimentación loessoides. En los colectores principales en cambio, puede reconocerse un activo cárcavamiento. Predomina un patrón de drenaje subdendrítico, en ocasiones con tendencia a pinnado.

La visible coincidencia altimétrica entre los interfluvios, permite reconstruir una superficie entre

el tope de los afloramientos terciarios y su cobertura detrítica. Se considera que dicha superficie es de carácter erosivo (pedimento?) ya que la misma no coincide con la actitud estructural de los sedimentos cenozoicos.

Cerro El Lince-Acazape: Domina aquí el relieve del basamento cristalino expuesto en el cerro homónimo, cuya silueta conoide se destaca en la visión panorámica desde las cercanías.

El otro rasgo morfológico importante, lo constituye una escarpa de falla desarrollada en las rocas terciarias subaflorantes inmediatamente al este del cerro (Costa, 1989), cuyas características ya fueron referidas en el capítulo anterior.

La cerrillada de Acazape está también constituida por rocas del basamento y sedimentitas terciarias, con muy escasos afloramientos semicubiertos por la abundante cobertura loessoide.

Sierra de Las Barrancas y Cerro Charlone: Estas serranías presentan un diseño elongado en planta en dirección N-S. Su margen occidental es rectilíneo, mientras que el límite oriental presenta un trazo ligeramente cóncavo al oeste. Su constitución corresponde a rocas mesozoicas y cenozoicas, excepto un pequeño afloramiento de basamento cristalino en el sector NO.

Puede reconocerse también una asimetría topográfica en el perfil transversal a su elongación mayor. Ello es debido a la escarpa de falla que domina el margen oeste, mientras que hacia el este afloran sedimentitas con inclinaciones moderadas a bajas y disposición homoclinal. En el extremo oriental, alcanza a definirse un relieve de cuevas, a expensas de procesos de erosión diferencial entre las mismas.

El drenaje en el interior de la serranía está constituido por cursos efímeros con patrón principalmente subdendrítico.

Cerrilladas de Zanjitas: Corresponden a lomadas muy bajas, desconectadas entre sí y alineadas con dirección NE-SO entre el Cerro Charlone y la sierra de Varela. Sus afloramientos solo son visibles a lo largo de algunos cauces o en cortes artificiales y su morfología parece estar asociadas a bloques basculados.

Sierra de Varela

La sierra de Varela cubre una superficie aproxi-

mada de 56 km², con una relación largo/ancho (*aspect ratio*) de 3,5, elongada en dirección N-S. Su perfil topográfico transversal a esa posición es notoriamente asimétrico, destacándose su solitaria silueta de las planicies circundantes. La ladera occidental constituye la escarpa de falla y frente de levantamiento serrano. Pese a lo abrupto de la misma, no aparecen morfologías directamente vinculadas con fallamiento. En la pendiente oriental del bloque se reconoce una buena preservación de la antigua superficie de erosión regional, con pequeños parches loessoides e invasiones locales de médanos.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La ausencia de datos cronológicos impiden trazar una historia precisa respecto a la evolución de las litologías más antiguas expuestas en el basamento de la sierra de San Luis, las que para Llambías et al (1996) están representadas por los gneises del Complejo Nogolí. Según dichos autores estas rocas podrían corresponder a terrenos prefamatinianos. Sims et al. (1997) indicaron que dichos materiales constituyeron una secuencia sedimentaria eocámbrica de margen pasivo, depositada durante un rifting continental asociado al desmembramiento de Laurentia y Gondwana. Junto con esta secuencia se produjo la efusión o posterior intrusión de rocas máficas que constituyen anfibolitas.

Estas secuencias sedimentarias experimentaron procesos de deformación y metamorfismo de facies anfibolitas durante el Ciclo Pampeano (Criado Roque et al., 1981b) o durante el Cámbrico o Cámbrico inferior según Sims et al. (1997). Estas rocas metamórficas constituyeron aparentemente el sustrato deposicional de otra secuencia sedimentaria marina que actualmente constituye las litozonas de filitas y esquistos (Complejo La Florida), cuya edad ha sido conocida por una datación reciente realizada en metavolcanitas intercaladas en las filitas, la que arrojó 429 ± 12 Ma (Söllner et al., 1998). Previo a los episodios tectometamórficos famatinianos, estas secuencias fueron intruídas por cuerpos de composición variable entre gabros y tonalitas, caracterizados por Sato et al. (1996) como granitoides preoclóyicos y para los cuales han sido reconocidas características de emplazamiento precinemático (Ortiz Suárez et al., 1992) y geoquímica de arco magmático (Sato et al., 1996). Las edades de estos cuerpos están comprendidas entre 468.6 Ma y 470.6 Ma U/Pb (Camacho e Ireland, 1997) y 513.6 Ma Rb/Sr (Sato et al., 1996). Edades semejantes se

asignan a los cuerpos máficos - ultramáficos que de acuerdo a Brogioni (1994) corresponden a un magmatismo de retroarco magmático.

Todo este sector cortical estuvo expuesto a un importante evento metamórfico con magmatismo asociado durante el denominado Ciclo Famatiniano y particularmente asociado con la fase Oclóyica. Este episodio es el responsable de la elaboración de las estructuras metamórficas dominantes en todo el área, que caracterizan a la foliación de filitas y esquistos y constituyen la denominada F_2 en los gneises. El emplazamiento de el plutón La Escalerilla ha sido considerado previo a esta fase (Ortiz Suárez et al., 1992; Sato et al., 1996; von Gosen y Prozzi, 1996), sin embargo Sims et al. (1997) lo han asociado con los granitoides devónicos en virtud de una edad de 404 ± 5 Ma obtenida por Camacho e Ireland (1997).

Las estructuras sobreimpuestas a la impronta famatiniana, asociadas generalmente a zonas de cizalla y sistematizadas como F_3 , representan condiciones corticales de menor temperatura, lo cual indicaría un ascenso regional generalizado a partir del Devónico superior. Ello es consistente con la asignación a esta época de la generación de importantes procesos de cizalla y milonitización, referidos por Sims et al. (1997) como Ciclo Achaliano.

Se conoce que la región ya era una zona expuesta a los procesos exógenos durante el Carbonífero, teniendo en cuenta los depósitos continentales aflorantes en Bajo de Vélez, al norte del área estudiada. Según Jordan et al. (1989), éstos fueron depositados en depresiones intermontanas, previo al desarrollo de la superficie de erosión regional actualmente expuesta.

Las secuencias volcanoclásticas de la Formación Cerro Varela, representativas del volcanismo gondwánico mejor expuesto en el ambiente andino, afloran a pocos kilómetros del borde austral de esta Hoja Geológica (Flores, 1969; Costa et al., 1998) y también han sido descriptas en el subsuelo, apoyando sobre el basamento cristalino (Flores, 1969; Flores y Criado Roque, 1972; Criado Roque et al., 1981a). Las relaciones de campo expuestas en el sur de la sierra de Varela no han permitido constatar si ya se había desarrollado la superficie de erosión que caracteriza al basamento cristalino, aunque las secciones sísmicas muestran una suave superficie infrayacente, sugiriendo tal situación. Los citados autores también destacaron la presencia de las sedimentitas triásicas que caracterizan a la denominada subcuenca de Cacheuta en la provincia de Mendoza. Esta situación sugiere que los procesos

de rifting que caracterizaron la evolución de algunos sectores del oeste argentino, se extendieron también a la provincia de San Luis.

Uliana et al. (1989) indicaron que durante el Cretácico, otro proceso de extensión continental vinculado con la apertura atlántica dió lugar a la generación de cuencas, que en el oeste argentino se localizaron al oriente de los depocentros triásicos, con una elongación submeridiana. En la zona de estudio los depocentros principales estuvieron alineados según el eje que actualmente representan las serranías occidentales, desde la Cerrillada de Las Cabras hasta la sierra de La Huerta en la provincia de San Juan. En esas cuencas de geometría tipo hemigraben se depositó la secuencia asignada al Grupo El Gigante. La información del subsuelo indica que los mismos apoyan sobre los registros triásicos, por lo que podría considerarse un hiatus en la sedimentación durante el Jurásico. Sin embargo no se descarta que los términos más inferiores del Grupo El Gigante pudieran corresponder a pisos más altos de este período.

Se interpreta que las secuencias psefíticas representadas por las Formaciones Los Riscos y La Cruz junto con las facies distales asociadas (Formaciones El Jume y El Toscal) correspondieron a depósitos de sinrift en cuencas continentales de ambientes áridos-semiáridos, con eventuales períodos de calma tectónica representados por los registros de la Formación La Cantera. Los términos conglomerádicos han sido interpretados como típicos depósitos de ambiente pedemontano, mientras que los restantes depósitos corresponden a planicies aluviales distales, comprendiendo la transición a depósitos de playas y lagos o lagunas someras.

La Formación Lagarcito corresponde a la etapa de relleno final o «sagging» de esta cuenca, ocurrida durante los términos más altos del Cretácico inferior, también bajo el predominio de climas áridos-semiáridos.

Durante el Terciario la región recibió un importante aporte sedimentario. En las Serranías Occidentales, serranías menores del sur y sectores aislados de la Depresión Longitudinal Central, estos depósitos parecen estar asociados con planicies aluviales de probable procedencia occidental, producto de los eventos orogénico andinos. En el extremo sur de la sierra de San Luis (Potrero de los Funes, Las Chacras, Cruz de Piedra), las respuestas sedimentarias atribuidas a las Formaciones San Roque y Cruz de Piedra han sido interpretadas como el resultado de movimientos locales de bloques de basamento.

Varios autores han propuesto que las principales fases de deformación andinas tuvieron también importancia en esta región (Criado Roque et al., 1981b; Costa, 1992), aunque no se dispone aún de suficiente información para discriminar los efectos de las mismas. Como consecuencia de ello se produjo el levantamiento del bloque de la sierra de San Luis y el plegamiento de las secuencias mesozoicas con núcleos asociados de basamento en las Serranías Occidentales y serranías menores del sur. Este plegamiento vinculado con la propagación de fallas preexistentes determinó también la inversión tectónica de las estructuras extensionales mesozoicas. En opinión de los autores recién mencionados el principal evento de deformación y ascenso serrano está referido a la Fase Diagútica (Plioceno-Pleistoceno). En el ámbito de las serranías del oeste y sur, las secuencias asignadas a la Formación San Roque se apoyan con escasa o nula angularidad sobre las rocas mesozoicas, aún en el flanco activo de los pliegues, acompañando la geometría de las macroestructuras. Ello sugiere que la deformación principal ocurrió con posterioridad a la depositación de estas rocas (Post Mioceno?).

El predominio de climas áridos-semiáridos durante el Cuaternario, junto con las modificaciones del paisaje ya mencionadas, determinaron un abundante desarrollo de sedimentos asociados con planicies aluviales y playas, en estrecha asociación con la abundante depositación eólica que caracteriza a la región.

6. SITIOS DE INTERES GEOLOGICO

El Peñón-Punta de Sierra

En este sector, ubicado en el extremo sur de la sierra de El Gigante, afloran las secuencias sedimentarias del Grupo El Gigante, donde se destaca por su peculiar silueta el promontorio conocido como El Peñón o El Mogote, desarrollado en los conglomerados de la Formación la Cruz. Al pie de El Peñón afloran semicubiertas por derrubios las otras unidades del Grupo El Gigante, dentro de las cuales se descatan las areniscas y pelitas de la Formación la Cantera.

Potrero de los Funes

Desde el boulevard de acceso al hotel homónimo se tiene una visión panorámica hacia el norte. Desde allí pueden observarse los distintos hábitos morfológicos de la ladera serrana que remata en el cerro Valle de Piedra y que son debidos a escalones topográficos asociados al sistema de fallas de la depresión de Potrero de los Funes. Al borde del carril de salida del hotel se expone el plano de la falla Potrero sur, con abundantes productos cataclásticos, cuyos movimientos han plegado por arrastre a la Formación San Roque y al Fanglomerado del Potrero.

Sierra de Las Barrancas

En el arroyo Las Barrancas se expone una sección continua del Terciario de la región (Formación San Roque), conformando un anticlinal asimétrico con núcleo de rocas mesozoicas.

Salinas de El Bebedero

Accediendo a la salina desde la ruta nacional N° 7, se atraviesan los cordones litorales conchilíferos correspondientes a la unidad de Playa Marginal, para ingresar luego al sector de una típica playa limosa salina y finalmente a los depósitos evaporíticos, donde se desarrollan actividades de explotación de sal.

La Florida - Virorco

En el camino de circunvalación del embalse La Florida se puede observar, de este a oeste, el paso de filitas a esquistos (Complejo La Florida) intruídos por numerosos cuerpos pegmatíticos y algunos granitoides.

Más al oeste se puede acceder a la Estancia Virorco, donde se encuentran metamorfitas de más alto grado metamórfico, junto con rocas máficas y milonitas. En esta zona, como algo al sur, en la mina Las Aguilas, se encuentran antiguas explotaciones mineras.

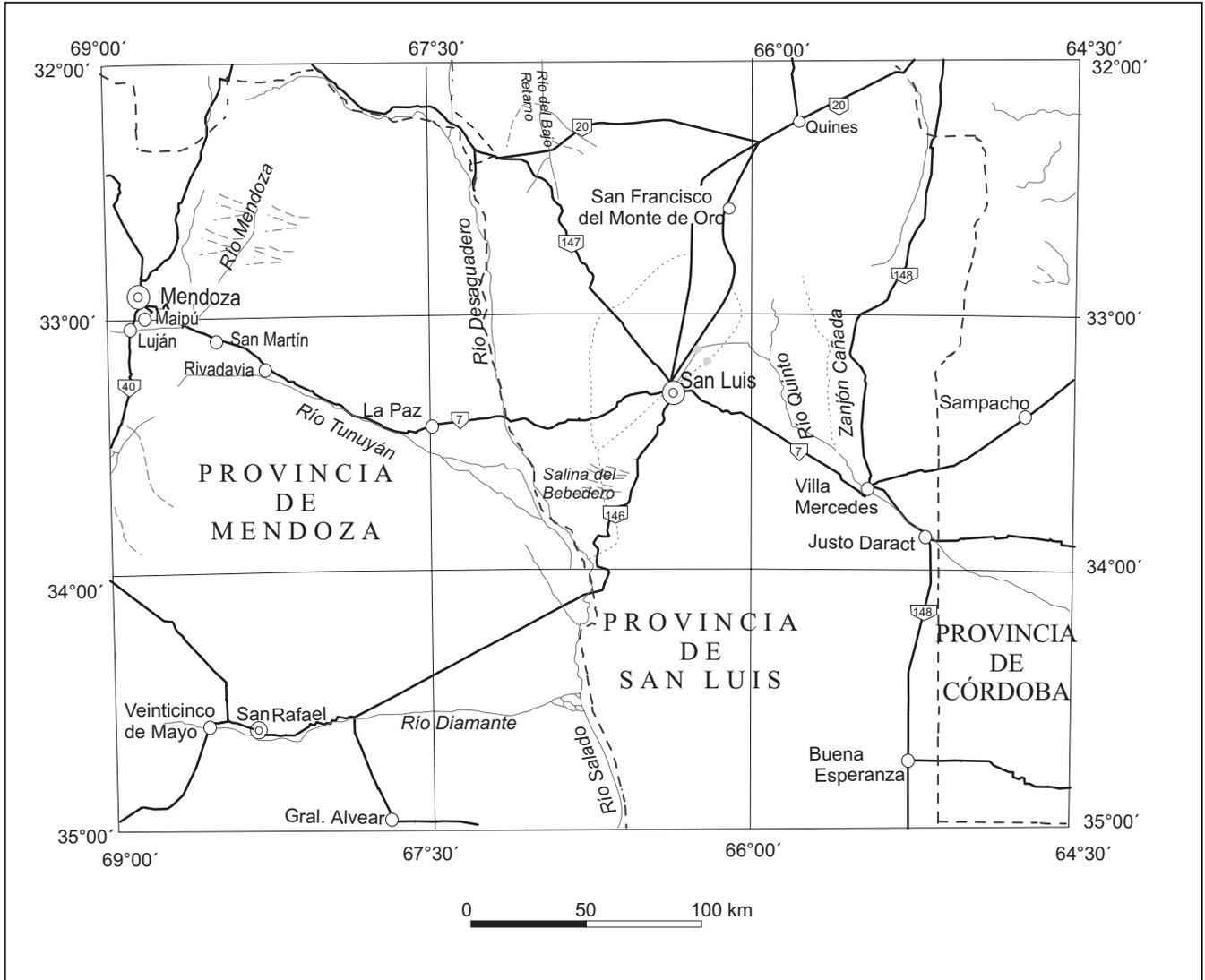


Figura 1: Mapa de ubicación Hoja San Luis

7. BIBLIOGRAFIA

- Adaro, D. S., 1955. Fósiles y Prehistoria. (Conferencia pronunciada en el Centro Ameghino, a pedido de las alumnas de la Escuela Normal de Maestras de San Luis-1917). Ministerio de Previsión Social y Educación, Dirección de Cultura, Museo Histórico, de Bellas Artes y Ciencias de la provincia de San Luis, 37 p.
- Ave Lallemand, G., 1875. Apuntes sobre la Geognosia de la sierra de San Luis. Actas de la Academia Nacional de Ciencias, 1 (5).Córdoba.
- Biondi, J., 1937. Informe Geológico Departamento General Belgrano. Provincia de San Luis. Informe Interno N° 0122. YPF. Inédito, Buenos Aires.
- Biondi, J., 1938. Informe geológico de la zona norte del Departamento Capital, Provincia de San Luis. Informe interno de YPF. Inédito, Buenos Aires.
- Biondi, J., 1939. Reconocimientos geológicos practicados hasta el mes de junio de 1938 en la zona central del Departamento Capital (Pcia. de San Luis). Informe interno YPF. Inédito, Buenos Aires.
- Bocchino, R., 1973. Semionotidae (Pisces, Holostei Semionotiformes) de la Formación Lagarcito (Jurásico Superior ?), San Luis, Argentina. *Ameghiniana*, 10: 254 - 268.
- Bocchino, R., 1974. *Austrolepidotes cuyanus* gen. et sp. nov. y otros restos de peces fósiles de la Formación Lagarcito (Jurásico Superior?), San Luis, Argentina. *Ameghiniana*, 11: 237 - 248.
- Bonaparte, J., 1970. *Pterodaustro guiñazui* gen. et. sp. nov. Pterosaurio de San Luis, Argentina, y su significado en la geología regional (Pterodactylidae). *Acta Geológica Lilloana*, 10 : 207 - 226.
- Bonaparte, J., 1971. Descripción del Cráneo y Mandíbulas de *Pterodaustro guiñazui*. (Pterodactiloidea-Pterodaustriidae. nov.) de la Formación Lagarcito, San Luis, Argentina. Publicación del Museo de Ciencias Naturales de Mar del Plata, 1: 263-272.
- Bonaparte, J., 1978. *Pterodaustro guiñazui* Bonaparte 1971. En: El Mesozoico de América del Sur y sus Tetrápodos. *Opera Lilloana* 26. Ministerio de Cultura y Educación. Fundación Miguel Lillo: 535, Tucumán.
- Bonaparte, J., 1981. Los Fósiles Mesozoicos. En: M. Yrigoyen (Ed.). Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis, Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino: 97 - 99.
- Bonaparte, J. y T. Sánchez, 1975. Restos de un Pterosaurio, *Puntanipterus globosus* de la Formación La Cruz, Provincia de San Luis. 1° Congreso Geológico Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía Actas, 2: 105 - 113.
- Bordas, A., 1941. Nuevos restos fósiles de la Formación Los Llanos (San Luis). *Physis*, 19: 23-27.
- Bossi, G., 1977. La Formación Cerro Rajado. Provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*. 14:19-37.
- Brackebusch, L., 1875. Informe sobre el viaje geológico hecho en el verano de 1875 por las sierras de Córdoba y San Luis. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 2: 167-216.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, Escala 1:1.000.000. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Brogioni, N. 1992. El cuerpo máfico de Las Aguilas, provincia de San Luis. *Mineralogía de los silicatos*. 1° Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas, Actas. 2:379-392.
- Brogioni, N. 1994. Petrología de la Faja de Rocas Máficas y Ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno. Actas II: 967-971.
- Calderón, A. 1994. Aspectos geoquímicos del extremo sur de la sierra grande de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. U.N.S.L. (inédito).
- Camacho, A. y T. R. Ireland, 1997. Geochronology preliminary report. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas. Argentine-Australian Cooperative Project. Informe inédito, AGSO, 29 p.
- Canalis, R.A., 1993. La Evaluación de la Erosión Hídrica en la Provincia de San Luis. Trabajo Final Licenciatura Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 233 p. San Luis.
- Canalis, R., Latrubesse, E. y Ramonell, C. 1988. Evolución geomorfológica de la depresión tectónica de Las Chacras y serranías adyacentes, provincia de San Luis. Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur. Resúmenes Expandidos: 4-7.
- Cañadas, A. 1984. Descripción Geológica del perfil El Trapiche-Las Aguilas-Cerro La Pastosa. Sierra Central de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 78p., San Luis.
- Cappannini, D.A., 1955. Sedimentos palustres turbosos en la Provincia de San Luis. *Notas Mus. La Plata*, 28, *Geología* 67: 123-155.
- Carugno Duran, A., 1993 Geología y Petrología de los alrededores de la Florida, Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 66 p., San Luis
- Chiappe, L., D. Rivarola, A. Cione, M. Fregenal Martínez y A. Lopez., 1995 a. Inland Biotic Association From The Lower Cretaceous of Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology Abstracts* 15: 23 A.
- Chiappe, L., D. Rivarola, A. Cione, M. Fregenal Martínez, H. Sozzi, O. Gallego, L. Buatois y E. Romero, 1995b.

- Nuevos Fósiles y Datos Cronológicos sobre la Formación Lagarcito (Cretácico) de San Luis, Argentina. 11° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados Resúmenes:4. Tucumán.
- Chiappe, L., D. Rivarola, A. Cione, M. Fregenal Martínez, A. Buscalioni, H. Sozzi, L. Buatois, O. Gallego, E. Romero, A. Lopez, S. Mc. Gehee, C. Marcicano, S. Adamonis, O. Laza, F. Ortega, y O. Di Iorio, 1995 c. Inland Biota From Lower Cretaceous Lagerstätten of Central Argentina. Second International Symposium on Lithographic Limestones. Extended abstracts, pp. 57-60.
- Chiappe, L., D. Rivarola, E. Romero, S. Dávila y L. Codorniu, 1998a. Recent advances in the Paleontology of the Lower Cretaceous Lagarcito Formation (Parque Nacional Sierra de las Quijadas, San Luis, Argentina). International Symposium "Lower and Middle Cretaceous Terrestrial Ecosystems - Filling the Gap". Fruita, Colorado, USA.
- Chiappe, L., D. Rivarola, A. Cione, M. Fregenal Martínez, H. Sozzi, L. Buatois, O. Gallego, Laza, E. Romero, A. López, Buscalioni, C. Marsicano, S. Adamonis, F. Ortega, Mc. Gehee and Di Iorio. 1998b. Biotic Association and Paleoenvironmental Reconstruction of the "Loma del Pterodaustro" Fossil Site (Lagarcito Formation, Early Cretaceous, San Luis, Argentina). *Geobios*. 31,3: 349-369.
- Chiesa, J.O., E.N. Strasser, J.L. Prado y G.C. Tognelli, 1996. Síntesis Histórica de hallazgos de mamíferos cuaternarios de la provincia de San Luis. Sedimentitas portadoras. Actas de las 11° Jornadas Argentinas de Mastozoología San Luis, A142: 82.
- 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. 7° Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, Chile.
- Codorniu, L., L. Chiappe y D. Rivarola. 1998. Aportes a la Anatomía de *Neosemionotus puntanus* (Halecostomi: Semionotidae) del Cretácico de San Luis. Actas de Resúmenes 14° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados: 19, Neuquén.
- Cordini, I., 1967. Reservas Salinas de Argentina. Instituto Nacional de Geología y Minería. Anales 13. Buenos Aires. 108 p.
- Cortés, J. y C. Costa, 1991. Tectónica extensional en el sector Potrero de los Funes-Las Chacras, San Luis, 7° Reunión de Microtectónica Resúmenes: 4, Bahía Blanca.
- Costa, C. 1981. Descripción geológica del perfil El Durazno - Suyuque Viejo. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 108 p.
- Costa, C., 1983. Geología del perfil El Durazno - Suyuque Viejo, (Sierra Grande de San Luis), República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 14: 70-79.
- Costa, C., 1985. Fallamiento moderno en la serranía de Los Venados (Dpto. Capital). 1° Jornadas de Integración Científico-Técnicas, Universidad Nacional de San Luis, Resúmenes:84, San Luis.
- Costa, C., 1987. Neotectónica de la Sierra Grande de San Luis. 10° Congreso Geológico Argentino Actas, 1 :255-258.
- Costa, C., 1989a. Remote sensing applied to neotectonics: Case studies in San Luis Province, Argentina. *Zeitschrift fur Geologische Wissenschaften*, 17,1s:25-36.
- Costa, C., 1989b. Marco tectónico regional y neotectónica de los sitios propuestos. Proyecto Central Nuclear San Luis. Informe Privado, Idemsa, 33p, San Luis.
- Costa, C., 1990. Fallamiento cuaternario en el frente occidental de la sierra de San Luis. 1° Simposio Internacional de Deformaciones Cuaternarias en la Cordillera de los Andes, Actas. San Juan, 1990
- Costa, C., 1991. Morphotectonic evolution of Los Venados Range (San Luis, Argentina) during Late Cenozoic. *El Cuaternario*, 4a:41-4.
- Costa, C., 1992. Neotectónica del sur de la sierra de San Luis. Tesis Doctoral Inédita. Universidad Nacional de San Luis, 390 p., San Luis.
- Costa, C., 1993. El frente de corrimiento de la sierra de San Luis. 9° Reunión de Microtectónica, Resúmenes : 8, Mendoza.
- Costa, C., 1994. The Neogene thrust front of the sierra de San Luis, Pampean Ranges, Argentina. *Bulletin INQUA Neotectonics Commission* 17:76.
- Costa, C., 1996. Análisis neotectónico en las sierras de San Luis y Comechingones: Problemas y métodos. 13° Congreso Geológico Argentino Actas, 2:285-300.
- Costa, C. y C. Gardini, 1985. Fotointerpretación de metamorfitas en la sierra de El Gigante, provincia de San Luis, Argentina. *Revista CIAF*, 10:27-43.
- Costa, C. y J. Cortés, 1993. Tectónica extensional en el extremo sur de la sierra de San Luis. 12° Congreso Geológico Argentino Actas, 3:113-119.
- Costa, C., C. Gardini y C. Schmidt 1993. La estructura extensional del sur de la sierra de Varela, Pcia. de San Luis. 9° Reunión de Microtectónica, Resúmenes: 9, Mendoza.
- Costa, C., C. Gardini y C. Schmidt, 1995. La inversión tectónica de las cuencas mesozoicas del Oeste de San Luis. Actas Taller de Trabajo Evolución Tectónica de Cuencas de Antepaís: 6. San Juan.
- Costa, C., A. Giaccardi y E. González Díaz, 1998. Palaeo-landsurfaces and neotectonic analysis in the

- Southern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of the Geological Society, Special Publication*, en prensa.
- Costa, C., Gardini, C., Schmidt, C. y Guerstein, P., en prensa. Dataciones $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela, provincia de San Luis, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Criado Roque, P., C. Mombrú y J. Moreno, 1981a. Sedimentitas Mesozoicas En : M. Yrigoyen (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino: 79-96.*
- Criado Roque, P., C. Mombrú y V. Ramos, 1981b. Estructura e interpretación tectónica. En: M. Yrigoyen (Ed.). *Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis, Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino: 155-192.*
- Cucchi, R. 1964. Análisis estructural de cuarcitas y granulitas bandeadas miloníticas de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19: 135-150.
- Dalla Salda, L., 1984. La estructura mesoscópica del basamento cristalino en el área de Río Primero, Córdoba. *9º Congreso Geológico Argentino Actas*, 2:191-203.
- Dávila, S., L. Chiappe y D. Rivarola. 1998. Anatomía Pélvica y Miembros posteriores de Pterosaurios del Cretácico de la Provincia de San Luis. *14º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Resúmenes: 23, Neuquén.*
- De la Mota, H., 1959. Acerca de un levantamiento geológico expeditivo en San Juan, entre Marayes y Loma de Las Catitas, Informe interno YPF J 266, Buenos Aires.
- De la Mota, H., 1963. Informe Comisión de Servicio a la Provincia San Luis. Informe interno YPF. Buenos Aires.
- De la Mota, H., 1964. Informe Comisión de Servicio a San Juan. Informe interno YPF. Buenos Aires.
- Deletang, L.F., 1929. La Salina del Bebedero y sus relaciones con el sistema hidrográfico Andino o del Desaguadero. Dirección General de Minas, *Geología e Hidrología. Publicación N° 47, 69p.*
- De Moussy, J., 1866. *Description Geographique et Statistique de la Confederación Argentina.* Fermín Didot Freres, París.
- Diaz, H., 1947. Geología de la región entre Marayes y Sierra de Las Quijadas. Informe interno YPF. Buenos Aires.
- Di Paola, E., 1994. Distribución y evolución de los depósitos cenozoicos de la provincia de San Luis entre los 32°20' y 34° de latitud sur, Argentina. *Revista Asociación Argentina Sedimentología. 1:33-52.*
- Di Paola, E. y Rivarola, D. 1992 a. Formación San Roque: Modelo de relleno de una cuenca extensional en las localidades de Potrero de los Funes-Las Chacras, San Luis. *4º Reunión Argentina de Sedimentología, 1: 87-93.*
- Di Paola, E. y Rivarola, D. 1992 b. Formación San Roque: complejo fanglomerádico-fluvial terciario, sur de la sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47: 23-29.*
- Di Paola, E. y D. Rivarola 1993. Formación San Roque: complejo fanglomerádico-fluvial terciario, sur de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(1):23-30.*
- Di Paola, E. y M. González, 1992. Silicofitolitos en secuencias continentales terciario-pleistocenas de la Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47:113-113.*
- Di Paola, E., Lacreu, H., Rivarola, D. y Strasser, E., 1990. Respuesta sedimentaria al diastrofismo cenozoico. Subcuenca Potrero de los Funes y las Chacras, provincia de San Luis. *3º Reunión Argentina de Sedimentología Actas: 114-118.*
- Dirección General de Fabricaciones Militares, 1973. La geología fotointerpretada en escala 1:100.000 de la provincia de San Luis. Plan Geológico-Minero Centro. Informe inédito, 29 p., Buenos Aires.
- Dohering, A., 1906. La Formation Pampeenne de Córdoba. *Revista del Museo de La Plata, 14: 172-190.*
- Flores, M., 1969. El bolsón de Las Salinas de la provincia de San Luis. *4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1:311-327.*
- Flores, M. 1979. Cuenca de San Luis. En: J. Turner (Ed.). *2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 745- 767. Córdoba*
- Flores, M. y P. Criado Roque, 1972. Cuenca de San Luis, En: A. Leanza (Ed.). *1º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 567-580. Córdoba.*
- Fossa Mancini, E., 1937. Estado actual de nuestras investigaciones en la Provincia de San Luis. Informe interno YPF. Inédito. Buenos Aires.
- Fossa Mancini, E., 1939. Vestigios de antiguos lagos en la Provincia de San Luis. *Boletín de Informaciones Petroleras, 16 : 17-42.*
- Frenguelli, J., 1922. Edad del loess pampeano dentro del ciclo glacial-interglacial. *Prometeo, Organó del Centro de Estudiantes Universitarios de Paraná. 1: 3-9. Paraná.*
- Frenguelli, J. 1931. Observaciones geográficas y geológicas en la Región de Sayape (Pcia. de San Luis). *Escuela Normal Superior "José M. Torres", 68 p., Paraná.*

- Frenguelli, J., 1945. Las diatomeas del Platense. XIX Contribución al conocimiento de las diatomeas argentinas. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie)*, 3 (Paleontología, N° 16):77-221.
- Gardini, C., 1985. Relevamiento Geológico del Cerro Quijada y alrededores - Estancia Grande-Las Aguilas, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 172 p., San Luis.
- Gardini, C., G. Ramos, C. Costa y A. Ortiz Suárez, 1991. Indicadores cinemáticos de cizalla dúctil en El Volcán, sierra de San Luis. 7° Reunión de Microtectónica Resúmenes: 5, Bahía Blanca.
- Gardini, C., C. Costa, C. Schmidt y E. Schetselaar, 1995. La Estructura Andina del Sector Sierra de El Gigante - Cerrillada de las Cabras. Provincia de San Luis. Taller de Trabajo: Evolución Tectosedimentaria de Cuenecas de Antepaís Resúmenes: 8. San Juan.
- Gardini, C., C. Costa y C. Schmidt, 1996. Inversión tectónica en el sector sierra de El Gigante-Alto Pencoso, Provincia de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino Actas, 2: 267-281.
- Gerth, E., 1914. Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación de la Provincia de San Luis. Dirección Nacional de Minas Geología e Hidrogeología. *Anales* 10: 64 p.
- Gervilla, F., A. Sánchez Anguita, R. Acevedo, P. Fenoll Hach, Ali y A. Paniagua. 1977. Platinum-group element sulpharsenides and Pd bismutellurides in the metamorphosed Ni-Cu deposit at Las Aguilas (Province of San Luis, Argentina). *Mineralogical Magazine*, 61: 861-877.
- Gez, J.W.- 1939. Geografía de la Provincia de San Luis. Tomos 1 a 3, Peuser, 1330p. Buenos Aires.
- Giaccardi, A. 1984. Perfil Geológico del Anticlinal Punta de Sierra - Cerrillada de la Cabra. Trabajo Final de Licenciatura inédito, Universidad Nacional de San Luis, 33p., San Luis.
- González Bonorino, F. 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 19: 135-150.
- González, R., 1971. Edades radimétricas de algunos cuerpos eruptivos de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26: 411-412.
- González, M. A., 1981. Evidencias paleoclimáticas en Las Salinas del Bebedero. 8° Congreso Geológico Argentino Actas: 411-438.
- González, M.A. 1982. Oscilaciones pleistocénicas del nivel lacustre en la actual Salina del Bebedero (San Luis, Argentina). Su relación con la última glaciación en la Cordillera de Mendoza y San Juan. Abstracts Commission Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, South American Regional Meeting, INQUA and Univ. Nacional del Comahue, Neuquén.
- González, M.A. 1983. Pleistocene and Holocene lake levels in the actual Salina del Bebedero, Argentina. ¹⁴C dates. Relations with the latest Pleistocenic glaciation. Symposium on Desert Encroachment, Fast Tropical Erosion, and Coastal Subsidence and Submergence, INQUA-IGCP, Abstracts: 88, Hamburgo.
- González, M. A., 1990. Provable evolución climática de la República Argentina durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. 2° Reunión Anual del IGCP Project 281: Climas cuaternarios de América del Sur. Resúmenes y Contribuciones Científicas, Publ. Especial 2, 17 pp. Medellín.
- González, M.A. 1994. Salinas del Bebedero Basin (República Argentina). En: K. Kelts y E. Gierlowski-Cordes (Eds). *Global Geological Records of Lake Basins*, :381-386. Cambridge University Press.
- González, M.A., E.A. Musacchio, A. Garcia, R. Pascual y A.E. Corte, 1980. Sobre la presencia de foraminíferos en sedimentos holocenos de la Salina del Bebedero (San Luis, Argentina). 1° Primer Simposio sobre Problemas del Litoral Atlántico Bonarense, Resúmenes: 253-269, Mar del Plata.
- González, M. A., E. Musacchio, A. Garcia, R. Pascual y A. Corte, 1981. Las líneas de costa Pleistocenas de la Salina del Bebedero, San Luis, Argentina. Implicancias paleoambientales de sus microfósiles. 8° Congreso Geológico Argentino Actas 3: 617-628.
- González, M. y N. Weiler, 1984. Cambios climáticos del Holoceno medio en latitudes medias de la República Argentina. 2° Reunión del Grupo Periglacial Argentino. IANIGLA, *Anales* 6:87-105, Mendoza.
- González, M. y N. Maidana, 1998. Post-Wisconsinian paleoenvironments at Salinas del Bebedero basin, San Luis, Argentina. *Journal of Paleolimnology* 00:1-16.
- González, R. y A. Toselli., 1973. Las rocas efusivas básicas de la Sierra de Las Quijadas al oeste de Hualtarán, Provincia de San Luis. *Acta Geológica Lilloana*, 12:89-104.
- González Díaz, E. F., 1981. Geomorfología. En: M. Yrigoyen (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis*. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino: 193-236.
- González Díaz, E. F. y L. E. Fauque, 1993. Geomorfología. En V. Ramos (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino: 217-234.
- Gordillo, C., 1972. Petrografía y composición química de los basaltos de la sierra de Las Quijadas (San Luis) su relación con los basaltos Cretácicos de Córdoba.

- Boletín Asociación Geológica Córdoba, 1: 127-129.
- Gordillo, C. E. y A. M. Lencinas, 1972. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: A. Leanza (Ed) 1° Simposio de Geología Regional Argentina: 1-39. Córdoba.
- Gordillo, C. E. y A. M. Lencinas, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: J. Turner (Ed.). 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 577-650, Córdoba.
- Guevara, M.J., 1984. Estudio sedimentológico de terrenos cuaternarios de la zona del río Desaguadero. Trabajo Final de Licenciatura Inédito. Universidad Nacional de San Luis. 44 p
- Guiñazú, J., 1961. Descripción geológica de la hoja 24 F (San Luis). Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito, 126 p. Buenos Aires.
- Groeber, P. y P. Stipanovic., 1952. Triásico. Apartado de la GAEA, 2 (1° Parte). Tirada de YPF. Bs.As.
- 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 Brodtkorb, M. (Ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. Publicación N° 1 Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata. pp. 113-152.
- Hauzemberger, C.A.; A. Mogessie, A. Felfeunig; E.A. Bjeuj, J. Kostadinoff; S. Del Pino, L. Dimieri y A. Raniolo, 1998. Metamorphic evolution of the Southern part of the Sierras de San Luis, Argentina. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. pp.121-130.
- Hedberg, H. 1980. Guía estratigráfica internacional. Reverté, 205p, Barcelona.
- Hunicken, M. y E. Romero, 1981. Improntas de Angiospermas de la Formación La Cantera (Cretácico Inferior) de San Luis, República Argentina. 4° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. Resumen En: Paleobotánica Latinoamericana. Circular Informativa da ALPP.
- Iriondo, M., 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 10: 71-79.
- Iriondo, M. y D. Krohling, 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario Superior). 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-48.
- Jegou, A., 1883. Informe sobre la Provincia de San Luis relativo a los estratos de pozos artesianos. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 16:139-152., 193-200 y 223-300, Buenos Aires.
- Kilmurray, J. 1982. Estructura y petrología de la región de El Trapiche, dique La Florida, prov. de San Luis. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 239-259.
- Kilmurray, J. y L. Dalla Salda, 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la sierra de San Luis. *Revista Centenario del Museo de La Plata*, 3: 167-178.
- Kilmurray, J. y L. Villar, 1981. El basamento de la sierra de San Luis y su petrología. En: M. Yrigoyen (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis*. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino: 33-54.
- Lanchas, D., 1981. Levantamiento geológico del área de las sierras de Charlone. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 53 p.
- Latrubesse, E., 1989. El Pleistoceno-Holoceno del Arroyo La Barranquita, provincia de San Luis, Argentina: Un esquema de correlación regional. Trabajo final de Licenciatura inédito, Universidad Nacional de San Luis, 119p, San Luis.
- Latrubesse, E. y Ramonell, C., 1989. Geomorfología y paleoclimas en la provincia de san Luis, Argentina. 1° Reunión IGCP 281, *Contribuciones Científicas*: 26-44, La Paz.
- Latrubesse, E. y C. Ramonell, 1990a. Unidades litoestratigráficas del Cuaternario en la Provincia de San Luis, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 109-112.
- Latrubesse, E. y C. Ramonell, 1990b. La Formación Algarrobito: registro de la pequeña edad del hielo de San Luis, Argentina. 2° Reunión Proyecto IGCP 281. *Publicación Especial N°2*, 7 págs., Medellín.
- 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.
- Laza, H. y D. Rivarola. 1998. El elenco paleoicnológico de la Formación Lagarcito en la provincia de San Luis, Argentina. 3° Reunión Argentina de Icnología y 1° Reunión de Icnología del Mercosur Acta: 16. Mar del Plata.
- 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) N° 19*. 630 pp.
- Lippmann, M. J. 1966. Geología del extremo sur de la Sierra de San Luis. Informe inédito. Carpeta N° 650. Dirección Nacional de Geología y Minería. 72 p.
- Llambías, E., Sato, A., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.) *The Proto-Andean*

- Margin of Gondwana. Geological Society, Special Publication 142: 325-341.
- Lucero, S. 1984. Descripción Geológica de un Perfil realizado en el Anticlinal Punta de Sierra - Cerrillada de la Cabra. Trabajo Final de Licenciatura Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 45p., San Luis.
- Lurgo, C., 1967. Contribución al conocimiento geológico de Punta Sierra y Sector Sur de Sierra El Gigante sita al Norte de la Localidad de Alto Pencoso, San Luis. Tesis Doctoral Inédita. Universidad Nacional de Córdoba, 117 p.
- Maggi, F., 1994. Estratigrafía de las Sedimentitas Mesozoicas al Sur de la Sierra de Guayaguas y Norte de la Sierra de Cantantal, Provincia de San Luis. Argentina. Trabajo Final de Licenciatura Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 143 p.
- Maidana, N. 1994. Fossil diatoms from Salinas del Bebedero, San Luis, Argentina. *Diatom Research*, 9: 99-119.
- Manoni, R., 1985. Geología del subsuelo de la cuenca de Beazley. *Boletín de Informaciones Petroleras YPF*, 2: 34-46.
- Mazzoni, A., 1985. Notonectidae (Hemiptera, Heteroptera) de la Formación La Cantera (Cretácico Inferior), Provincia de San Luis, Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 56:259-273.
- Mazzoni, A. y M. Hunicken, 1984. Ontogenia de los Notonectidos (Insecta, Heteroptera) del Cretácico Inferior de San Luis, Argentina. 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Memorias 3:388-393. México.
- Mazzoni, A. y M. Hunicken., 1987. Corixidae. (Insecta, Heteroptera) en el Cretácico inferior de la Sierra del Gigante, San Luis, Argentina. 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 731-738.
- Mingramm, A., 1960. Exploraciones en San Luis. Dirección General YPF. Informe inédito J 268, Buenos Aires.
- Ortiz Suarez, A. 1998. Geología y Petrología del Area de San Francisco del Monte Oro, San Luis. Tesis Doctoral. Inédito. Universidad Nacional de San Luis. 251 p.
- Ortiz Suárez, A., C. Prozzi y E. Llambias, 1992. Geología de la parte Sur de La Sierra de San Luis, Argentina. *Revista de Estudios Geológicos* 48:269-277.
- Palma, A. 1987. Relevamiento geológico al oeste de Estancia Grande, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 122 p.
- Pascual, R., 1954. Adiciones a la fauna de la Formación de Los Llanos de San Luis y su edad, *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata*, 1(2E): 118-119.
- Pascual, R. y P. Bondesio, 1981. Sedimentitas cenozoicas. En: M. Yrigoyen (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino*: 117-154.
- Pascuet, O., 1989. Descripción geológica y estructural al este de los cerros Retana y Valle hermoso. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 66 p.
- Pastore, F., 1929. Conocimientos sobre la composición y orogenia del macizo cristalino central de la Argentina. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*. 108: 275-286.
- Pastore, F., 1935. Hoja 20 del Mapa Geológico de la República Argentina. *Boletín N° 3 de la Dirección de Minas y Geología*. Buenos Aires.
- Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O., 1952. Descripción geológica de la Hoja 24 g, Saladillo (San Luis). *Dirección Nacional de Minería y Geología Boletín* 78. , 61p., Buenos Aires.
- Peano, J. 1987. Geología del borde oriental de la sierra de Varela, provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 66 p.
- Peña Zubiarte, C.A. y E. Strasser, 1981. Suelos. En: M. Yrigoyen (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino*: 345-353.
- Pérez, M., 1984. Descripción Geológica de Perfiles en la Zona Sur de Sierra del Gigante - San Luis. Trabajo Final de Licenciatura inédito. Universidad Nacional de San Luis, 45p., San Luis
- Perino, E., C. Romero, M. González, P. Castro y S. Soro. 1983. Estudio de prospección geoquímica de los elementos cobre, cobalto, níquel y cromo en el cuerpo básico "La Bolsa", provincia de San Luis. 3° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 583-599.
- 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.
- Polanski, J., 1963. Neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* , 17: 127-348.
- Prado J.L., A.N. Menegaz, E.P. Tonni y M.C. Salemme, 1987. Los mamíferos de la Fauna local Paso Otero (Pleistoceno tardío), provincia de Buenos Aires. *Aspectos paleoambientales y bioestratigráficos. Ameghiniana*, 24:217-233.
- Prámparo, M., 1988a. Nuevos aportes a la palinología de

- la Formación La Cantera, Cretácico de la Cuenca de San Luis, en su localidad tipo. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3: 41-50.
- Prámparo, M., 1988b. Esporas Trilites Levigadas y Apiculadas de la Formación La Cantera (Cretácico de la Cuenca de San Luis) en su Localidad Tipo. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3 :50-62.
- Prámparo, M., 1989. Palinología Estratigráfica del Cretácico de la Cuenca de San Luis. Tesis Doctoral Inédita. Universidad Nacional de Río Cuarto, 242 pp. Río Cuarto.
- Prámparo, M., 1990. Palinoestratigraphy of de Lower Cretaceous of de San Luis Basin, Argentina. Its place in the Lower Cretaceous floral provinces pattern. N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 181:255- 266.
- Prámparo, M., 1994. Lower Cretaceous palynoflora of the La Cantera Formation, San Luis Basin: Correlation with other Cretaceous palynofloras of Argentina. Cretaceous Research, 15:193-203.
- Prozzi, C. y G. Ramos, 1988. La Formación San Luis. 1° Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas. Acta. San Luis.
- Prozzi, C. y Rosso, M. 1990. Pizarras carbonosas en el "basamento" de San Luis, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 202-205.
- Rada, I., 1984. Geología del perfil Suyuque Nuevo-Quebrada de la Rinconada. San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 56 p.
- Ramonell C. y E. Latrubesse, 1991. El loess de la Formación Barranquita: Comportamiento del sistema eólico pampeano en la provincia de San Luis, Argentina. 3° Reunión IGCP 281, Resúmenes : 69-81, Lima.
- Ramonell, C., M. Iriondo, R. Kromer y E. M. Latrubesse, 1992. Guía de campo N°1, centro-este de San Luis. 5° Reunión de Campo, CADINQUA, San Luis.
- Ramonell, C., M. Iriondo y R. Krömer, 1993. Paleovientos del Holoceno superior en San Luis: Modelos de circulación e interacción anticiclónica en Argentina. Simposio Internacional do Quaternario da Amazonia, Acta. Manaus.
- Ricci, W. 1998. Estimación de reservas de las principales canteras de piedra laja blanca y geología del área Estancia Grande - Los Puquios. Trabajo Final de Licenciatura. U.N.S.L. (inédito). 69 pp.
- Riera, H., 1997. Geología y estructura subsuperficial del sector Suyuque Nuevo, departamento Capital, sierra de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 59p.
- Rivarola, D., 1990. Sedimentología de la Cuenca Potrero de los Funes. Trabajo Final de Licenciatura Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 142 p.
- Rivarola, D., 1994. Stratigraphy and palaeoenvironments analysis of early cretaceous units of Sierra de Las Quijadas. San Luis Province. Argentina. 14° International Congress of Sedimentology: G:67-69. Recife.
- Rivarola. 1998. Localidades con Icnitas en la Provincia de San Luis. 14° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Resúmenes : 48, Neuquén.
- Rivarola, D. y E. Di Paola, 1991. Psefitas pedemontanas del Potrero de Los Funes, San Luis, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos: 728-731.
- Rivarola, D. y E. Di Paola, 1993. Síntesis de la Evolución de los Depósitos Cenozoicos en el Sur de la Sierra de San Luis. Localidades del Potrero de Los Funes y Sector centro-norte de Las Chacras. Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 204-211.
- Rivarola, D., L. Chiappe, O. Gallego, S. Dávila, y K. Lujan, 1997. Una Nueva Localidad Fosilífera en la Formación Lagarcito. Cretácico de San Luis. 13° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. La Rioja. Ameghiniana Resúmenes: 34.
- Rivarola, D. y A. Aberastain. 1998. Huellas de dinosaurios como elemento de correlación en secuencias continentales de la provincia de San Luis. 3° Reunión Argentina de Icnología y 1° Reunión de Icnología del Mercosur, Actas: 26-27. Mar del Plata.
- Roccasalvo, R., 1992. Geología y estructuras cenozoicas del sector comprendido entre el arroyo Rumi Huasi y Villa de la Quebrada (Sierra de San Luis). Trabajo Final de Licenciatura Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 76 p.
- Rodríguez, E.J. y M. Barton, 1993. El Cuaternario de la Llanura. En: V. Ramos (Ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino: 173-194.
- Romero, C. 1991. Basamento de la Sierra de Varela, San Luis, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno. Resúmenes Expandidos 1: 138-141.
- Rusconi, C., 1936. Restos de mamíferos terciarios de San Luis. Boletín Paleontológico de Buenos Aires, 6:1-4.
- Sabalúa, J., M. Chauvert y G. Santamaria. 1981. Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y níquel en el cuerpo básico de Las Aguilas, Provincia de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 497-507.
- Sales, D. 1996. Geología y estructura del área ubicada al oeste de la localidad de Río Grande, departamento Pringles. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 49 p.

- Sánchez, T., 1973. Redescrpción del cráneo y mandíbulas de *Pterodaustro guñazui* Bonaparte (Pterodaytyloidea, Pterodaustriidae). *Ameghiniana*, 10:313-325.
- Sánchez, V., A. Ortiz Suárez y C. Prozzi., 1996. Geología y petrografía de la tonalita Bemberg, provincia de San Luis. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:669-677.
- Santa Cruz, J.N., 1979. Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara. Provincia de San Luis. República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 335-349.
- 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. Abstracts with Program*, A-234.
- Schmidt, C., R. Astini, C. Costa, C. Gardini y P. Kraemer, 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation and neogene inversion, southern Pampean Ranges, Argentina. En: Tankard, A, R. Suárez y H. Welsink (Eds.) *Petroleum basins in South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62:341-358*.
- Sims, J. P., P. G. Stuart-Smith, P. Lyons and R. Skirrow, 1997. 1:250.000 Scale Geological and metallogenic maps Sierras de San Luis and Comechingones, Provinces of San Luis and Córdoba. *Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine-Australian Cooperative Project. Informe inédito*, 122 p., Buenos Aires.
- Sims, J.P, Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. & Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. implications for the Proto-Andean margin of Gondwana. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana. geological Society, London, Special Publication*, 142: 259-281.
- Söllner, F., M. K. de Brodtkorb, H. Miller, N. Pezzutti y R. Fernandez, 1998. Early Cambrian effusion of the metavolcanic rocks from the sierra de San Luis, Argentina: Evidence from U-Pb age determinations on zircon. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 387.
- Sosa, G. 1982. Levantamiento Geológico de la zona de La Aguada, Sierra El Gigante, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 50p.
- Sosa, G. 1992. Pegmatitas portadoras de estaño de la provincia de San Luis, su geología, mineralogía y génesis. 1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 281-296.
- Spinuzza, J., 1986. Estratigrafía y paleoictiofauna de la Formación La Cantera (Cretácico), Sierra del Gigante, Prov. de San Luis. Tesis Doctoral Inédita. Universidad Nacional de Córdoba, 100 p., Córdoba.
- Stipanovic, P., 1956. El Sistema Triásico Argentino. 20° Congreso Geológico Internacional de México. Publicaciones del Mesozoico y sus correlaciones mundiales. Sección 2. Extractado por YPF.
- Strasser, E., E. Miranda Marquez y J.C. Trani, 1984. El paleosuelo holocénico de la provincia de San Luis. Consideraciones sobre su génesis. 2° Reunión Grupo Periglacial Argentino, Acta, IANIGLA, Mendoza.
- Strasser, E.N., G.C. Tognelli, J.O. Chiesa y J.L. Prado, 1996. Estratigrafía y sedimentología de los depósitos eólicos del Pleistoceno tardío y Holoceno en el sector sur de la Sierra de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 73-83.
- Strasser, N., J. Chiesa, G. Tognelli y H. Panello, 1998. El Pleistoceno superior-Holoceno de la vertiente oriental del centro-sur de la Sierra de San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 6-51.
- Tapia, A., 1935. Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas. Dirección Nacional de Minas y Geología. Boletín N° 40, 124pp. Buenos Aires.
- 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.
- Tineo, A., 1966. Serie Estratigráfica de San Luis. Informe Interno Inédito, YPF, Buenos Aires.
- Tognelli, G.C., 1987. Hidrología y Geoquímica de la Cuenca de la Salina del Bebedero, Provincia de San Luis, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura inédito, Universidad Nacional de San Luis, 51 p. San Luis.
- Tognelli, G.C., 1991. Informe Beca de Ciencia y Técnica, Universidad Nacional de San Luis. Informe inédito. 19 p. San Luis.
- Tognelli, G., E. Strasser, J. Chiesa, G. Almandoz y J. Prado, 1993. El Pleistoceno tardío-Holoceno en el Arroyo Barranquita, San Luis, Argentina. Hallazgo de mamíferos e implicaciones paleoambientales. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:207-212.
- Tognelli, G., E. Strasser, V. Cortinez, P. N. Morla y J. Fernandez, 1997. Eutrofización del Dique Cruz de Piedra, Dpto. Capital, San Luis Argentina. 1° Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Memorias 1: 299-307.

- Tognelli, G.C., 1998. Evaluación de impacto ambiental de la cantera "Rucan Ché". Jarilla. Departamento La Capital, San Luis. Argentina. Informe inédito, 19 p.
- Trumphy, E., 1937. Estudio en San Luis. Informe interno Inédito). YPF, Buenos Aires.
- Trumphy, E., 1938. Exploración en la Provincia de San Luis. Informe Interno Inédito, YPF, Buenos Aires.
- Trumphy, E., 1942. Informe sobre estudios regionales en San Luis. Informe Interno Inédito. YPF. L.N° 6, Buenos Aires.
- Ulacco, H. 1983. Estudio sedimentológico de los terrenos cuaternarios de la zona del arroyo Barranquitas-Barranca Pozo de La Tinaja, Provincia de San Luis, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura inédito, Universidad Nacional de San Luis, 113 p., San Luis.
- Uliana, M., K. Biddle y J. Cerdan, 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En A. Tankard y H. Balkwill (Eds.): Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46:599-614
- Valentin, J., 1896. Informe sobre excursiones a San Luis en 1894. Revista del Museo de La Plata: 8.
- von Gosen, W. 1998. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas /Argentina) - structural and metamorphic relations. Journal of South American Earth Sciences. 11: 79-109.
- von Gosen W. y C. Prozzi, 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierra de San Luis, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino Actas, 2: 301-314.
- von Gosen, W. y Prozzi, C., 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean margin of Gondwana. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.) The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, Special Publication 142: 235-258.
- Windhausen, H., 1937. Informe sobre observaciones hechas en un viaje a Mendoza y Alto Penco (San Luis) desde el 3 al 16 de abril de 1937. Informe Interno Inédito, YPF, Buenos Aires..
- Yrigoyen, M., 1975. La edad Cretácica del Grupo Gigante (San Luis), su relación con cuencas circunvecinas. 1° Congreso Geológico Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 9-56.
- Yrigoyen, M., 1981. Síntesis. En: M. Yrigoyen (Ed.). Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino Relatorio: 7-32.
- Yrigoyen, M., A. Ortiz y R. Manoni, 1989. Cuencas Sedimentarias de San Luis. En: G. Chebli y L. Spalletti (Eds.). Cuencas Sedimentarias Argentinas. Instituto Miguel Lillo, Serie Correlación Geológica N° 6, 203-219, Tucumán.
- Zardini, H. J. 1966. Composición, estructura y origen de la Pampa del Tamboreo (provincia de San Luis). Acta Geológica Lilloana, 8: 50-73.
- Zencich, S., 1988. Evolución Morfotectónica tardío Cenozoica, entre el Cerro Valle de Piedra y la Quebrada de los Cóndores. Departamento Capital, provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura inédito, Universidad Nacional de Río Cuarto, 136p., Río Cuarto.