

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 2566-II Salta



Falla paleozoica reactivada. Cerro de la Cruz. El Gólgota. Quebrada del Toro.

Provincias de Salta y Jujuy

Raúl E. Seggiaro

Basamento: Fernando Hongr

Paleozoico: Eduardo Gallardo y Miguel Boso

Cretácico y Paleógeno: Cecilia del Papa, Rosa Marquillas e Ignacio Sabino

Neógeno de valles de Lerma y Sianca: Claudia Galli

Neógeno de cuenca El Toro: Raúl Seggiaro

Cuaternario: Raúl Seggiaro

Tectónica e Historia Geológica: Raúl Seggiaro

Geomorfología: Rodolfo Amengual y Néstor Aguilera

Recursos Minerales: Eulogio Ramallo

Sitios de Interés Geológico: Raúl Seggiaro



**INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES**



SegemAR

Servicio Geológico Minero Argentino

Boletín N° 440

Buenos Aires - 2019

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

Hoja Geológica 2566-II

Salta

Provincias de Salta y Jujuy

Raúl E. Seggiaro^{1,2,3}

Basamento: Fernando Hongn^{4, 3, 2}

Paleozoico: Eduardo Gallardo² y Miguel Boso²

Cretácico y Paleógeno: Cecilia del Papa^{4,3}, Rosa Marquillas^{4,2} e Ignacio Sabino⁵

Neógeno de valles de Lerma y Sianca: Claudia Galli^{4,2}

Neógeno de cuenca El Toro: Raúl Seggiaro

Cuaternario: Raúl Seggiaro

Tectónica e Historia Geológica: Raúl Seggiaro

Geomorfología: Rodolfo Amengual² y Néstor Aguilera^{2, 6}

Recursos Minerales: Eulogio Ramallo¹

Sitios de Interés Geológico: Raúl Seggiaro

¹ Delegación Salta, SEGEMAR

² Universidad Nacional de Salta (UNSa)

³ Instituto de Bio y Geociencias del Noroeste Argentino (IBIGEO)

⁴ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

⁵ Consultor independiente

⁶ Parques Nacionales

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

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

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Geól. Julio Ríos Gómez
Secretario Ejecutivo: Dr. Leandro Roca

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Eduardo O. Zappettini

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Directora: Dra. Graciela Vujovich

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

SEGGIARO, R.E., AGUILERA, N., AMENGUAL, R., BOSO, M., DEL PAPA, C., GALLARDO, E., GALLI, C., HONGN, F., MARQUILLAS, R., RAMALLO, E. y SABINO, I., 2019. Hoja Geológica 2566-II, Salta. Provincias de Salta y Jujuy. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 440, 92 pp. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

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



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina

Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100

www.segemar.gov.ar

CONTENIDO

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| RESUMEN | 1 |
| ABSTRACT | 2 |
| 1. INTRODUCCIÓN | 3 |
| 2. ESTRATIGRAFÍA | 4 |
| RELACIONES GENERALES | 4 |
| 2.1. NEOPROTEROZOICO – PALEOZOICO INFERIOR | 5 |
| Complejo Puncoviscana (1 a y b) | 5 |
| Pórfiro Granítico Mojotoro (1c) | 7 |
| Granito Tastil (Granito rojo 2 a, Pórfiros dacíticos 2 b, Granodiorita gris 2 c) | 7 |
| Granito Chañi (Granito rojo 3 a, Granito amarillo 3 b) | 9 |
| 2.2. PALEOZOICO | 10 |
| 2.2.1. CÁMBRICO | 10 |
| Grupo Mesón (4) | 10 |
| Formación Lizoite | 11 |
| Formación Campanario | 11 |
| Formación Chalhualmayoc | 12 |
| 2.2.2. ORDOVÍCICO | 12 |
| Grupo Santa Victoria | 12 |
| Depósitos del Ordovícico inferior a medio (5a) | 14 |
| Formación La Pedrera y equivalentes: formaciones Padrioc y Tilcara y Arenisca 1 | 14 |
| Formación San José y equivalentes: formaciones Lampazar, Casa Colorada y Pingüiyal y Lutita 1 | 15 |
| Formación Caldera y equivalentes: Formación Cardonal y Arenisca 2 | 15 |
| Formación Floresta y equivalentes: formaciones Saladillo y Rupasca y Lutita 2 | 16 |
| Formación Áspero y equivalentes: Formación Humacha y Arenisca 3 | 17 |
| Formación San Bernardo y equivalentes: formaciones Parcha, Cieneguillas y Acoite y Lutita 3 | 17 |
| Formación Mojotoro y equivalentes: Formación Sepulturas | 18 |
| Depósitos del Ordovícico superior (5b) | 19 |
| Formación Santa Gertrudis | 19 |
| Formación Zanjón y equivalentes: formaciones Parcha y Coquena | 19 |
| Formación Labrado | 20 |
| Formación Capillas | 20 |
| Formación Centinela, equivalente en parte con la Formación Pedernal | 21 |
| 2.2.3. ORDOVÍCICO TARDÍO - SILÚRICO- DEVÓNICO | 21 |
| Depósitos del Ordovícico tardío- Silúrico- Devónico (6) | 21 |
| Formación Zapla | 22 |
| Formación Lipeón y equivalentes: formaciones Cachipunco y Unchimé | 22 |
| Formación Arroyo Colorado | 22 |
| Formación Mendieta | 23 |
| 2.3. MESOZOICO - CENOZOICO | 23 |
| 2.3.1. CRETÁCICO - PALEÓGENO | 23 |
| Grupo Salta | 23 |
| Subgrupo Pirgua (7) | 24 |
| Subgrupo Balbuena (8) | 26 |
| Formación Lecho | 27 |
| Formación Yacoraite | 27 |
| Formación Tunal (= Formación Olmedo) | 28 |
| Subgrupo Santa Bárbara (9) | 29 |

| | |
|--------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Formación Mealla | 29 |
| Formación Maíz Gordo | 30 |
| Formación Lumbrera | 31 |
| 2.4. CENOZOICO | 32 |
| 2.4.1. PALEÓGENO | 32 |
| 2.4.1.1. Eoceno superior | 32 |
| Formación Casa Grande (= Formación Quebrada de los Colorados) (10) | 32 |
| 2.4.2. NEÓGENO- CUATERNARIO | 33 |
| 2.4.2.1. Mioceno medio – Pleistoceno inferior | 33 |
| Cuencas de los valles de Lerma y Sianca | 33 |
| Grupo Orán | 33 |
| Subgrupo Metán (11) | 33 |
| Formación Río Seco | 34 |
| Formación Anta | 34 |
| Formación Quebrada Jesús María | 35 |
| Subgrupo Jujuy (12) | 36 |
| Formación Río Guanaco | 36 |
| Formación Piquete | 37 |
| Cuenca Gólgota - El Toro | 37 |
| Monzodiorita Las Burras y Pórfiro fenodacítico Pancho Arias (13) | 37 |
| Formación Agujas (14) | 38 |
| Complejo Volcánico y Volcanoclástico Diego de Almagro | 40 |
| Andesitas, depósitos de bloques y cenizas, dioritas | |
| y pórfiros andesíticos (15) | 40 |
| Depósitos volcanoclásticos (16) | 42 |
| Piroclastos Esquina Blanca (17) | 43 |
| Formación Alfarcito (18) | 44 |
| 2.4.3. CUATERNARIO | 45 |
| Depósitos aluviales antiguos (19) | 45 |
| Depósitos de piedemonte y de llanuras aluviales modernas (20) | 45 |
| Depósitos fluviales modernos (21) | 45 |
| Depósitos glaciares (22) | 45 |
| 3. TECTÓNICA E HISTORIA GEOLÓGICA | 46 |
| 3.1. Ciclo Pampeano (Neoproterozoico-Cámbrico inferior) | 46 |
| 3.2. Ciclo Famatiniano | 47 |
| 3.3. Ciclo Ándico | 50 |
| 4. GEOMORFOLOGÍA | 53 |
| 5. RECURSOS MINERALES | 62 |
| 5.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS | 62 |
| COBRE - MOLIBDENO – ORO | 62 |
| HIERRO | 64 |
| PLOMO, PLATA, ZINC | 66 |
| 5.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES | 67 |
| ARCILLAS | 67 |
| ÁRIDOS NATURALES | 67 |
| CALIZAS | 68 |
| FOSFATOS | 76 |
| 6. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO | 76 |
| TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO | 78 |

RESUMEN

La Hoja Geológica 2566–II, SALTA, comprende partes de la franja centro occidental de la Cordillera Oriental, el extremo sur de las Sierras Subandinas, representado por la sierra de Zapla, y la faja occidental del Sistema de Santa Bárbara. El lineamiento del Toro, conspicuo rasgo geológico regional, atraviesa con dirección NO- SE el suroeste de la Hoja.

El basamento estratigráfico está integrado por metasedimentitas neoproterozoico-eocámbricas marinas agrupadas bajo el nombre de Complejo Puncoviscana.

Esa unidad fue intruida en el Paleozoico inferior por el batolito de Tastil, que aflora en el borde occidental de la Hoja, y por el granito Chañi que conforma el pico más alto del área estudiada.

Sucedieron luego depósitos marinos de plataforma integrados por el Grupo Mesón, de edad cámbrica superior, separados por una discordancia erosiva del Grupo Santa Victoria, también de origen marino y constituido por sedimentitas resultantes de sucesivos ciclos transgresivos y regresivos, generados en el Cámbrico superior – Ordovícico.

En la franja ocupada por las Sierras Subandinas y por el Sistema de Santa Bárbara afloran depósitos marinos silúrico-devónicos, caracterizados por un horizonte ferrífero explotado en la sierra de Zapla.

Durante el Cretácico se desarrolló un rift intracratónico cuyas etapas evolutivas se encuentran representadas por las unidades que componen el Grupo Salta. Los depósitos de sinrift que rellenaron las depresiones estructurales están conformados por psamitas y psefitas fluviales del Subgrupo Pírgua, cuyo borde de cuenca coincide aproximadamente con el actual límite occidental del Sistema de Santa Bárbara, donde se desarrollaron fallas normales escalonadas e inclinadas al sudeste.

Casi todo el ámbito que corresponde a la Cordillera Oriental y a las Sierras Subandinas dentro de la Hoja Salta, es coincidente con un alto estructural existente durante la época de la depositación del Subgrupo Pírgua, que fue cubierto por los depósitos marinos del Subgrupo Balbuena que se disponen en discordancia angular sobre rocas precámbricas y/o paleozoicas.

A partir del Eoceno medio, con el avance del frente orogénico desde el oeste, se registraron en la región depósitos en la cuenca de antepaís representados por las formaciones Lumbrera y Casa Grande, correspondientes a ciclos distales al frente orogénico.

La continuación de este proceso, con depósitos en el antepaís coetáneos con la estructuración y el avance hacia el este de la faja plegada y fallada, está representado por los ciclos fluviales grano y estratocrecientes del Grupo Orán, restringidos a la franja oeste de la hoja y separados por la sierra de Castilla de la cuenca intramontana que tuvo un desarrollo contemporáneo e independiente en la fosa del Toro.

Esta fosa habría comenzado a estructurarse como cuenca intramontana a partir del Mioceno medio con movimientos transcurrentes sinistral que condicionaron el emplazamiento de los cuerpos intrusivos Las Burras y Pancho Arias y el desarrollo del magmatismo que dio origen al Complejo Volcánico y Volcanoclástico Diego de Almagro. Por otra parte, la elevación de las sierras que delimitaron la depresión del Toro constituyeron las fuentes de aporte para la Formación Agujas, para los depósitos volcanoclásticos del Complejo Diego de Almagro y para la Formación Alfarcito.

Los eventos deformacionales más evidentes que se registran en el área mapeada son: la Fase Tilcara, que generó la deformación impresa en las unidades del basamento proterozoico y constituye el límite entre los Ciclos Pampeano y Famatiniano, las fases compresivas Oclóyica, de fines del Ordovícico, y Chánica, ocurrida en el Devónico superior y la extensión cretácica durante el ciclo Ándico, con la generación de un rift intracratónico y el posterior desarrollo de un sistema compresivo de fajas plegadas y falladas, aún activo, iniciado en el Paleógeno.

Los depósitos más modernos están representados por abanicos aluviales y valles fluviales bien desarrollados en valles abiertos, como los de Lerma, Sianca y Lavayén.

Los recursos minerales de la región son escasos y la actividad minera actual comprende la explotación de calizas de la Formación Yacoraité, lajas del Complejo Puncoviscana y del Grupo Santa Victoria y áridos extraídos de los valles de los ríos.

Palabras clave: Cordillera Oriental, Sierras Subandinas, Sistema de Santa Bárbara, lineamiento del Toro.

ABSTRACT

The geological Sheet 2566-II Salta, comprises the southern part of the Western Cordillera, the southern end of the Subandean Hills, represented by the Zapla hill and the western part of Santa Barbara System. A conspicuous regional geological feature, named El Toro lineament, crosses the sheet with NW- SE strike

The stratigraphic basement consists of metasedimentary marine neoproterozoic-eocambrian rocks grouped under the Puncoviscana Complex.

The Puncoviscana Complex was intruded in the lower Paleozoic by the Tastil batholite extended on the western edge of the Salta sheet and the Chañi granite that makes up the highest peak within the mapped area.

Above the basement, the stratigraphic column continues with marine platform Meson Group deposits of upper Cambrian age. The Meson Group is separated of the overlapped Santa Victoria Group by a regional unconformity.

The latter, also of marine platform origin was deposited in the upper Cambrian - Ordovician and its lithology is related to a succession of transgressive and regressive cycles.

Between the southern part of Subandean Hills and the Santa Barbara system, outcrops marines siluro-devonian deposits, characterized by an iron horizon which was exploited in the Zapla hill.

During the Cretaceous, an intracratonic rift was developed which different stages are represented by the Salta Group units. Sinrift deposits that filled the structural depressions are formed by fluvial psamites and pséfites of the Pirgua Subgroup.

The edge of the basin of the Pirgua Subgroup coincides approximately with the current western boundary of the Santa Barbara system, where normal faults inclined to the southeast were developed.

Almost all the area that corresponds to the Western Cordillera and the Subandean Hills within the Salta sheet is coincident with a structural height at the time of the Pirgua Subgroup accumulation, where the marine deposits of the Balbuena Subgroup are arranged in angular unconformity over precambrian or paleozoic rocks.

From the middle Eocene, with the advance of the orogenic front from the west, were deposited in the region the Lumbrera and Casa Grande formations corresponding to distal facies of the foreland basin.

Deposits of foreland, coincident with the structuration and the advance to the east of the folded and faulted thrust belt, are represented by the coarsening and thickening upward cycles of the Oran Group.

The Oran Group is restricted to the western strip of sheet and separated by the Sierra de Castilla of the El Toro intermountain basin which had a contemporary and independent development.

El Toro basin would have begun to be structured as an intermountain basin from the middle Miocene with left-lateral strike-slip faults that influenced the location of Las Burras and Pancho Arias intrusive bodies and the development of the magmatism that gave rise to the Diego de Almagro Volcanic and Volcaniclastic Complex.

On the other hand, the elevation of the hills which delimited the El Toro depression constituted the source of sediments for the Agujas and Alfarcito formations and the clastic facies of the Volcanic and Volcaniclastic Diego de Almagro Complex.

The most obvious deformational events that are recorded in the mapped area are: the Tilcara phase, whose deformation printed in the proterozoic basement units constitutes the limit between Pampean and Famatinian cycles; the compressive Oclóyic phases, at the end of the Ordovician, and Chañic, in the upper Devonian phases, the Cretaceous extension during the andean cycle with the generation of an intracratonic rift and the subsequent development of a compressive folded and faulted thrust belt system started in the Paleogene and going on at present.

The most modern deposits are represented by well developed alluvial and fluvial valleys like Lerma, Siancas and Lavayén.

The mineral resources of the region are scarce and the current mining activity includes the exploitation of limestone from the Yacoraite Formation, slabs of the Puncoviscana Complex and the Santa Victoria Group and aggregates exploited from river valleys.

Keywords: *Western Cordillera, Subandean Hills, Santa Barbara System, El Toro lineament*

Por la ruta nacional 51, a lo largo de la quebrada del Toro por donde también circula el turístico Tren a las Nubes, se accede a la Puna y a los pasos de Huaitiquina y Sico, fronterizos con Chile.

El mapa geológico del NOA I Geológico Mineero realizado por la Dirección General de Fabricaciones Militares en Salta y Jujuy a escala 1:400.000 (Méndez *et al.*, 1979), los mapas provinciales de Salta (Salfity y Monaldi, 1998) y Jujuy (Instituto de Geología y Minería de Jujuy, 1996) a escala 1:500.000 y el fotomapa inédito de la hoja Salta a escala 1:250.000 realizado por Aguilera (1995), constituyeron la base de información geológica preliminar sobre la que se volcaron los nuevos datos y observaciones obtenidos durante la ejecución de la Hoja Salta.

El relevamiento del área fue realizado en aproximadamente 40 días de campo, durante los que se obtuvo nueva información en diversos sectores de la Hoja y se efectuaron tareas expeditivas de control y reinterpretación de mapas previos inéditos y publicados.

Los trabajos de mapeo y localización de datos recolectados en el campo se realizaron sobre fotografías aéreas a escala 1:50.000, imágenes satelitales y el mapa topográfico, a escala 1:250.000, del Instituto Geográfico Nacional.

El texto que acompaña el mapa geológico fue realizado con la participación de especialistas del CONICET, de la Universidad Nacional de Salta y del Segemar, quienes brindaron información valiosa y actualizada sobre los temas tratados.

Las investigaciones anteriores realizadas en la comarca que abarca la Hoja son numerosas y de variadas disciplinas geológicas. Entre los primeros trabajos se encuentran los realizados por Bonarelli (1921), Keidel (1921, 1927) y Schlagintweit (1937).

A mediados del siglo 20 se intensificaron los estudios geológicos con los trabajos de Angelelli (1950), Harrington y Leanza (1950) y Loss (1951), y con la confección de las hojas geológicas a escala 1:200.000 7d, Rosario de Lerma (Vilela, 1950) y 7e, Salta (Ruiz Huidobro, 1968).

Desde la década del '70 hasta el presente se realizaron numerosos trabajos inéditos de tesis profesionales y doctorales, en su mayoría de las universidades nacionales de Salta, Tucumán y Jujuy, publicaciones en revistas científicas y presentaciones a congresos, gran parte de los cuales fueron consultados y son mencionados en el texto desarrollado en las páginas siguientes.

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La Hoja Salta abarca partes de tres regiones morfoestructurales, integradas por la Cordillera Oriental, desde el borde occidental hasta el este de la sierra de Mojotoro, el extremo sur de las Sierras Subandinas que comprende la sierra de Zapla exclusivamente y el Sistema de Santa Bárbara en la

| EON | ERA | PERIODO | UNIDADES FORMACIONALES | |
|------------|-------------|--------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|
| FANEROZICO | CENOZOICO | Cuaternario | Valles Fluviales Morrenas Llanura Aluvial y Pie de Monte Dep. Terrazados de abanicos aluviales y valles fluviales | |
| | | Neógeno | Fm. Alfarcito Piroclastos Esquina Blanca Dep. Volcaniclastos del Complejo Diego de Almagro Fm. Las Agujas Intrusivos Pancho Arias y Las Burras | Subgpo. Metán Subgpo. Jujuy |
| | | Paleógeno | Fm. Casa Grande Subgpo. Santa Barbara | |
| | MESOZOICO | Cretácico | Subgpo. Balbuena Subgpo. Pírgua | |
| | PALEOZOICO | Devónico | Fm. Mendieta | |
| | | Silúrico | Fm. Arroyo Colorado Fm. Lipeón Fm. Zapla | |
| | | Ordovícico | Gpo. Santa Victoria | |
| | | Cámbrico | Gpo. Mesón Granito Chafí-Tastil | |
| | PRECAMBRICO | PROTEROZOICO | Neoproterozoico | Granito Mojotoro Fm. Puncoviscana |

Cuadro 1. Cuadro estratigráfico de la Hoja Salta

faja oriental, ubicada al este de las sierras de Mojotoro y Zapla.

El basamento leptometamórfico aflora extensa y exclusivamente en la Cordillera Oriental donde lo intruyen los cuerpos graníticos de Tastil y Chañi del Paleozoico inferior. El resto de las rocas paleozoicas está integrado por depósitos marinos cámbricos y ordovícicos, aflorantes en todas las regiones de la Hoja, y silúrico-devónicos restringidos a la sierra de Zapla y al Sistema de Santa Bárbara (Cuadro 1).

En el Cretácico, la Cordillera Oriental y la sierra de Zapla se comportaron como un alto que limitó la cuenca del Subgrupo Pirgua, de manera que sus depósitos están restringidos al Sistema de Santa Bárbara. El resto del Grupo Salta se distribuyó en toda la región, donde el Subgrupo Balbuena se apoya en discordancia sobre el basamento y/o sobre distintas unidades paleozoicas en la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas y sobre el Subgrupo Pirgua en el Sistema de Santa Bárbara.

Durante el Terciario se desarrollaron sucesivas cuencas de antepaís que reflejan el crecimiento y el avance del orógeno andino hacia el este, evidenciado en depósitos distales paleógenos y proximales neógenos. En este último tiempo se generó una cuenca intramontana en el valle del río Toro en la que se acumularon depósitos fluviales, diferenciados de la cuenca de antepaís donde se desarrolló un magmatismo de trasarco representado por vulcanitas y cuerpos intrusivos.

Los depósitos más recientes, conformados por acumulaciones aluviales, fluviales y lacustres, están bien representados en los valles de Lerma, Sianca, Lavayén y El Toro y en la cuenca baja del río Grande de Jujuy.

2.1. NEOPROTEROZOICO – PALEOZOICO INFERIOR

Complejo Puncoviscana (1 a y b)

a) *Psamitas, pelitas y conglomerados afectados por metamorfismo de grado bajo a muy bajo.*

b) *Metamorfitas de contacto térmico.*

Antecedentes y distribución areal

Los primeros antecedentes referidos a esta unidad fueron descripciones realizadas por Keidel (1910) y Nesossi (1950). Posteriormente, Turner (1960, 1964) definió la Formación Puncoviscana para agrupar las sucesiones de areniscas y pelitas con metamorfismo de bajo grado e intensa deformación que caracterizan la región del poblado de Puncoviscana en la sierra de Santa Victoria.

Existen propuestas estratigráficas alternativas para los niveles que, en forma general, se incluyen en la Formación Puncoviscana. Una de las más difundidas es la de Grupo Lerma (Salfity *et al.*, 1975), cuya definición original integra las formaciones Las Tienditas (Ortiz, 1962), Puncoviscana (Turner, 1960) y Corralito (Salfity, 1968), apoyado en supuesta discordancia sobre la Formación Sancha (Ortiz, 1962; Salfity *et al.*, 1975). Posteriormente, esta última fue incorporada al Grupo Lerma (Omarini, 1983; Baldis y Omarini, 1984). Dentro de este grupo existen intercalaciones distinguidas con rango de formación, como los depósitos de conglomerados denominados Formación El Coro (Seggiaro, 1980). Las exposiciones principales de las unidades del Grupo Lerma diferentes a la Formación Puncoviscana han sido reconocidas principalmente en áreas limítrofes a la comprendida por la Hoja Salta. Las descritas en el ámbito de la hoja son de limitada extensión y éste es uno de los motivos por los que en el mapa sólo se registra la Formación Puncoviscana.

Además, existen propuestas de diferenciación de unidades litoestratigráficas compuestas por depósitos que generalmente se integran a la Formación Puncoviscana. Entre las más conocidas se encuentra la de Moya (1998), quien identificó la Formación Guachos como una secuencia turbidítica distal finamente laminada que sería más joven que la Formación Puncoviscana y previa al depósito del Grupo Mesón. Aparicio González y Pimentel (2010) y Aparicio González *et al.* (2011) aportaron nuevas edades absolutas sobre circones detríticos y sobre diques magmáticos, los que junto con rasgos sedimentológicos, mineralógicos, paleontológicos y estructurales permitieron a Aparicio González *et al.* (2010) proponer tres unidades litoestratigráficas entre los afloramientos generalmente asignados a la Formación Puncoviscana que se encuentran en la sierra de Mojotoro, las formaciones Chachapoyas, Alto de la Sierra y Guachos. Escayola *et al.* (2011) realizaron nuevas dataciones en la región donde fue definida la Formación Puncoviscana.

Esta diversidad de unidades estratigráficas, con relaciones y edades aún no resueltas en muchos casos y con diversos estilos tectónicos, llevó a Aparicio González y Moya (2014) a proponer el nombre de Complejo Puncoviscana para identificar al basamento estratigráfico del noroeste argentino, denominación que es aceptada en este trabajo. A una conclusión semejante llegó también Zimmermann (2005).

Esta unidad comprende los extensos y frecuentes afloramientos que forman la mayoría de los nú-

cleos serranos reconocidos en la hoja, entre los que se destacan los altos que limitan los principales valles y quebradas, como el valle de Lerma y las quebradas del Toro, de las Capillas y de Manzano. Las exposiciones más características y accesibles se encuentran en las laderas de la quebrada del Toro.

Litología

La deformación intensa que muestra el basamento de bajo grado metamórfico limita las reconstrucciones estratigráficas y paleoambientales. La litología dominante, definida por alternancia de psamitas y pelitas, ha sido generalmente caracterizada como depósitos turbidíticos proximales, intermedios y distales (Omarini, 1983; Jézek, 1990; Moya, 1998; entre otros). Los conglomerados intercalados en las secciones de pelitas y psamitas, como los que se encuentran en las inmediaciones de la escuela Río Manzano, al oeste del valle de Lerma, representarían facies de cañón, según la interpretación de Durand y Aceñolaza (1990). El conjunto está afectado por un metamorfismo de muy bajo a bajo grado, de acuerdo con las investigaciones de la cristalinidad de illita (Adams *et al.*, 1990; DoCampo *et al.*, 1994; DoCampo, 1999; Aparicio González y Pimentel, 2010).

Relaciones estratigráficas y edad

Puncoviscana es la unidad que más debate ha suscitado acerca de su edad en la geología del noroeste argentino. Primero fue considerada como una típica unidad precámbrica debido a su condición de basamento de la cuenca del Grupo Mesón, asignado al Cámbrico (Turner, 1960, 1970). El hallazgo de trazas fósiles (Mirrè y Aceñolaza, 1972; Aceñolaza y Durand, 1973; Aceñolaza *et al.*, 1999) planteó la discusión sobre la edad mínima de la sedimentación, la que se propuso hasta el Cámbrico temprano de forma general. Actualmente, el debate sobre la edad mínima de sedimentación de Puncoviscana gira básicamente en torno de tres enfoques: paleontológico, edades absolutas de los intrusivos y edades absolutas de circones detríticos. El enfoque paleontológico, circunscripto al estudio de trazas fósiles, engloba además el análisis de la edad del Grupo Mesón; para algunos autores (Alonso y Marquillas, 1981; Omarini *et al.*, 1999; Buatois y Mangano, 2005) las trazas fósiles del Grupo Mesón sugieren una edad cámbrica inferior, por lo que la edad de sedimentación del basamento tipo Puncoviscana alcanzaría la parte más baja del Cámbrico (Nemakitiano). Para otros autores (Aceñolaza, 2003, 2005; Astini, 2005) el depósi-

to del Grupo Mesón comenzó en el Cámbrico medio y el del basamento alcanzó el Cámbrico bajo alto. A escala regional del noroeste argentino, los registros fósiles del basamento sugieren áreas con diferentes edades de sedimentación, la más antigua sería del Neoproterozoico terminal (véase síntesis en Aceñolaza y Toselli, 2009). Dataciones más recientes realizadas en la localidad tipo de la Formación Puncoviscana sobre tobas intercaladas en las facies sedimentarias, obtuvieron edades de 536 Ma y 537 Ma (Escayola *et al.*, 2011). Las edades absolutas de los plutones que intruyen el basamento y que forman parte del basamento de la cuenca del Grupo Mesón también han sido utilizadas como herramientas para establecer las edades de sedimentación mínima del basamento y máxima del Grupo Mesón; el batolito de Tastil, ubicado dentro de la Hoja Salta, es uno de los plutones de referencia debido a que es el más estudiado. Las edades U/Pb de 534 y 535 Ma obtenidas por Bachman *et al.* (1987) fueron utilizadas como referencia durante muchos años, y sugerían que las edades de sedimentación del basamento y del Grupo Mesón eran respectivamente más antigua y más joven que 535 Ma. Las últimas dataciones (Hongn *et al.*, 2010; Hauser *et al.*, 2010, entre otros) por un lado confirman las edades de Bachman *et al.* (1987), aunque por otro revelan edades algo más jóvenes (526, 523 y 517 Ma) para las facies póstumias (granito rojo y pórfidos dacíticos) del batolito. Hongn *et al.* (2010) interpretaron que las facies de granito rojo del batolito intruyen a las areniscas paleozoicas en el Angosto de la Quesera y alertaron sobre la utilización del batolito como herramienta para controlar edades de sedimentación debido a que las relaciones estratigráficas entre las diferentes facies y sus rocas de caja muestran algunas incertidumbres. Por último, las edades de los circones detríticos indican una variedad que apunta a diferentes edades de sedimentación máxima para las sucesiones del basamento, planteando la discusión sobre si se trata de diferentes unidades o de diferentes niveles dentro de los que, en forma general, se incluye la Formación Puncoviscana. En tal sentido, las edades más antiguas de circones detríticos de muestras provenientes de la quebrada del Toro y del área de Tastil arrojan valores de 636 ± 7 Ma (Adams *et al.*, 2008) y 564 Ma (Hauser *et al.*, 2010). Por su parte, los afloramientos situados en el camino de cornisa Salta-Jujuy brindan una edad máxima de sedimentación de 530 ± 4 Ma (Adams *et al.*, 2008) mientras que dataciones en tres afloramientos de la sierra de Mojotoro muestran picos de

edades más jóvenes, de 517, 547 y 563 Ma (Aparicio González y Pimentel, 2010), variaciones que les permitieron a estos autores proponer diferentes unidades litoestratigráficas. En áreas cercanas a la cubierta por la Hoja Salta, los circones detríticos tienen un pico de 523 ± 4 Ma (zona de Cachi, Adams *et al.*, 2008).

El análisis conjunto de estas edades, que dan un límite temporal máximo a la sedimentación de Puncoviscana, permite destacar algunas relaciones de interés; si bien hay coherencia entre las edades máximas de sedimentación (636 Ma y 564 Ma tomadas en circones detríticos) y la de los intrusivos en el área de Tastil (541 y 534 Ma) (Adams *et al.*, 2008; Hauser *et al.*, 2010), a escala más regional se advierte que las edades de los granitos son más antiguas que la máxima de sedimentación, de 517, 547 y 563 Ma (Aparicio González y Pimentel, 2010) y 523 Ma (Adams *et al.*, 2008), como indican los circones detríticos obtenidos en inmediaciones del valle de Lerma y de Cachi.

A la luz de estos datos, surge que deberían existir discontinuidades entre las sucesiones que generalmente se incluyen en el Complejo Puncoviscana. Estas discontinuidades pueden ser internas en el contexto de una cuenca en la que los fenómenos de deformación y magmatismo ocurren a medida que se deposita la unidad, o pueden significar cambios más profundos asociados a superposición de cuencas. Las edades K/Ar y Rb/Sr que se han obtenido sobre materiales asociados a esta unidad en diferentes áreas del noroeste argentino indican picos metamórficos en torno a 550 y 530 Ma (Adams *et al.*, 1990; Do Campo *et al.*, 1994, Do Campo, 1999), datos que estarían a favor de la última hipótesis.

Pórfiro Granítico Mojotoro (1c)

Pórfiro granítico

Antecedentes

Este intrusivo fue identificado por primera vez por Soto López (1969). Toselli y Alonso (2005) realizaron una descripción petrográfica clasificándolo como un pórfiro granítico que constituye la cúpula de un plutón epizonal. Aparicio González *et al.* (2011) realizaron nuevas descripciones petrográficas y las primeras dataciones radimétricas.

Distribución areal

Los afloramientos de los cuerpos intrusivos están localizados en la sierra de Mojotoro, en las proximidades de la ciudad de Salta. Las coordenadas de

referencia brindadas por Toselli y Alonso (2005) son $24^{\circ} 47' 44.9''$ S – $65^{\circ} 21' 35.9''$ O.

Litología

Este conjunto de pequeños cuerpos intrusivos fue clasificado petrográficamente como pórfiro granítico de textura porfirítica compuesto por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, inmersos en una pasta cuarzo feldespática de grano muy fino (Toselli y Alonso, 2005; Aparicio González *et al.*, 2011). Presentan en general tonalidades blanquecinas y alteraciones de sericita, caolinita y limonita.

Relaciones estratigráficas y edad

Los cuerpos intrusivos se emplazan en el basamento integrado por el Complejo Puncoviscana s.l. Las dataciones realizadas por Aparicio González *et al.* (2011), por U-Pb sobre circones extraídos de un dique de pórfiro granítico, dieron una edad de cristalización de 533 Ma.

Granito Tastil (Granito rojo 2 a, Pórfiros dacíticos 2 b, Granodiorita gris 2 c)

Granodioritas, granitos y pórfiros dacíticos

Antecedentes y distribución areal

El granito Tastil es uno de los intrusivos más estudiados del basamento del noroeste argentino. Sus afloramientos ya fueron indicados por Brackebush (1891) y los primeros estudios de mayor detalle corresponden a Keidel (1943). Kilmurray e Igarzábal (1971) presentaron el primer mapa geológico completo del batolito, en el que distinguieron dos facies principales, granito gris y granito rojo. Investigaciones puntuales sobre aspectos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos aportaron nuevos elementos para la interpretación de la edad y significado tectónico del batolito (Kilmurray *et al.*, 1974; Bachman *et al.*, 1987; Cordani *et al.*, 1990; entre otros). Tubía *et al.* (1999) y Hongn *et al.* (2001) actualizaron la cartografía, diferenciaron plutones monzodioríticos miocenos entre los cuerpos que previamente se habían adjudicado a la facies gris y distinguieron una facies subvolcánica de pórfidos dacíticos en la anteriormente cartografiada como granito rojo. La propuesta de que el batolito intruye a las areniscas paleozoicas en el Angosto de la Quisera (Tubía *et al.*, 1999; Hongn *et al.*, 2001) en vez de ser su sustrato como se interpretó históricamente (Keidel, 1943; Kilmurray e Igarzábal, 1971) incrementó el interés sobre la región de Tastil en los

últimos años (Aceñolaza *et al.*, 2003; Astini, 2005; Hauser *et al.*, 2010; Hongn *et al.*, 2010, entre otros).

Los afloramientos del batolito de Tastil se ubican en el extremo noroccidental de la Hoja, al oeste del río Toro y al norte del río Tastil, cubriendo un área aproximada de 500 km².

Litología

El batolito de Tastil está integrado por tres facies principales (Kilmurray e Igarzábal, 1971; Hongn *et al.*, 2010):

Granito rojo (2 a): los afloramientos forman dos fajas elongadas en sentido norte-sur entre las que se interpone la facies de granodiorita gris. El granito rojo está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. En relación con la granodiorita, el contenido de feldespato potásico es mayor y menor el de biotita. Extensas zonas de afloramientos de esta facies, especialmente en la faja occidental, muestran transformaciones intensas de su mineralogía por procesos de alteración hidrotermal póstumos que han conducido al reemplazo de los minerales primarios por agregados de clorita, epidoto y magnetita; la alteración inclusive alcanzó a los circones. En muestras frescas, principalmente de los afloramientos orientales, se distingue una textura equigranular de grano grueso. Las texturas porfíricas están restringidas a delgadas fajas cercanas a los contactos con la roca de caja, por ejemplo, en la zona del Angosto de la Quesera; en estas áreas se observa intercrecimientos de cuarzo y feldespato potásico que definen intercrecimientos granofíricos y texturas gráficas junto con cavidades mirolíticas, rasgos que indican un nivel somero de emplazamiento. Hauser *et al.* (2010) identificaron esta facies como granitos biotíticos alcalinos.

Pórfiros dacíticos (2 b): tienen una amplia variedad de texturas que indican diferentes niveles de emplazamiento, correspondientes a rocas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas. Estas rocas generalmente son de grano fino y localmente presentan una textura lamprofídica definida por fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol y/o piroxeno englobados por una pasta de grano fino a microcristalina en la que es posible distinguir cuarzo, plagioclasa y biotita. Estas rocas están caracterizadas por una foliación magmática bien definida por la orientación preferencial de fenocristales de anfíbol/piroxeno y por la disposición paralela de lentes microcristalinas o de grano muy fino y de fragmentos elongados de la caja de bajo metamorfismo (Complejo Puncoviscana).

Granodiorita gris (2 c): es de grano medio a grueso y está compuesta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Algunos afloramientos de la zona suroriental de la facies gris contienen cordierita. Circón y magnetita son habituales como inclusiones en la biotita. Esta facies fue caracterizada como granodiorita biotítica por Hauser *et al.* (2010).

De acuerdo con la información disponible, la facies granodiorítica (granito gris) es la más antigua y las de granito (granito rojo) y pórfidos dacíticos, las más jóvenes. Hongn *et al.* (2010) plantearon la posibilidad de que existan dos facies rojas.

La intrusión del batolito generó aureolas de contacto en Puncoviscana, transformándola en pelitas moteadas y hornfels biotítico-cordieríticos (Kilmurray *et al.*, 1974). Estos autores describieron una aureola de extensión variable, en partes de pocas decenas de metros y en otras de hasta 1 km de espesor; habitualmente no se observa una gradación entre las diferentes litologías producidas por el efecto térmico. Los afloramientos más característicos de la aureola se encuentran en las zonas de contacto intrusivo-caja en el río Tastil al S y SO de las ruinas, pocos kilómetros hacia el SE de Tastil sobre la ruta nacional 51 y hacia el sur de la estación Incahuasi del FFCC General Belgrano.

Relaciones estratigráficas y edad

La edad del batolito de Tastil es otro de los temas de debate en la geología del basamento y está directamente vinculado con la de la unidad Puncoviscana y la del Grupo Mesón. Históricamente, los plutones del basamento de la Cordillera Oriental (Tastil, Cañaní, Tipayoc, Fundiciones) se consideraron como posteriores a la deformación y metamorfismo de la Formación Puncoviscana y anteriores al depósito del Grupo Mesón, por lo que éstos tendrían edades entre Cámbrico temprano bajo y Cámbrico temprano medio de acuerdo con aquellos autores que postularon una edad cámbrica temprana para el inicio de la sedimentación del Grupo Mesón (Alonso y Marquillas, 1981; Omarini *et al.*, 1999; Buatois y Mangano, 2005) o entre Cámbrico temprano y Cámbrico medio siguiendo las propuestas que indican el inicio del depósito del Grupo Mesón en el Cámbrico medio alto (Aceñolaza, 2005). Las edades de sedimentación de la Formación Puncoviscana y del Grupo Mesón fueron asignadas a partir del estudio de trazas fósiles (Aceñolaza *et al.*, 1999; Omarini *et al.*, 1999; Mangano y Buatois, 2004, entre otros) y recientemente a partir de circones detríti-

cos que brindan un probable límite máximo a la edad de sedimentación (Lork *et al.*, 1990; Adams *et al.*, 2005, 2008, 2010; Aparicio González *et al.*, 2010; Hauser *et al.*, 2010). Estas últimas edades, como se comentó antes, sugieren edades de sedimentación más jóvenes que 636, 564, 547, 530 y 517 Ma para sucesiones tipo Puncoviscana que afloran en la Hoja Salta, y de 636 y 564 Ma para el área de Tastil (Adams *et al.*, 2008; Hauser *et al.*, 2010), mientras que la depositación del Grupo Mesón ocurrió a partir de 517 y 500 Ma (DiCunzolo y Pimentel, 2008; Adams *et al.*, 2010).

Las edades absolutas del granito Tastil cubren un rango de aproximadamente 30 millones de años, entre 541 Ma para la facies roja (U/Pb circón, Hauser *et al.*, 2010) y 509 Ma para la facies gris (Rb/Sr biotita, Cordani *et al.*, 1990). La mayoría de las edades están concentradas entre 534 y 517 Ma (Bachman *et al.*, 1987; Cordani *et al.*, 1990; Melick, 1999; Hongn *et al.*, 2010; Hauser *et al.*, 2010). Este rango abarca el lapso entre el límite Neoproterozoico-Cámbrico y el Cámbrico temprano alto, hecho que mantiene el debate sobre la edad del batolito y de su roca de caja. Las edades disponibles permiten ubicar a este batolito tanto en el Cámbrico temprano bajo como en el Cámbrico temprano alto y consecuentemente hipotetizar con las edades mínima y máxima del Complejo Puncoviscana y del Grupo Mesón entre el Cámbrico temprano y el Cámbrico medio desde que el batolito se interpreta generalmente como parte del basamento de la cuenca del Grupo Mesón. Al respecto, Tubía *et al.* (1999) y Hongn *et al.* (2010) sostuvieron que la relación entre las areniscas paleozoicas y la facies roja del batolito de Tastil en el Angosto de la Quesera, único sitio donde afloran estas relaciones, es de intrusión y no de inconformidad como se había postulado desde los trabajos pioneros en la región. Los argumentos a favor de incluir estas areniscas en el Grupo Santa Victoria son de mayor peso (Keidel, 1943; Moya, 1999; Astini, 2005; Pinilla *et al.*, 2008; entre otros) que los que propusieron su asignación al Grupo Mesón (Kilmurray e Igarzábal, 1971; Hongn *et al.*, 2001; Aceñolaza *et al.*, 2003) y por lo tanto no es posible utilizar esta relación de intrusión para ajustar las relaciones estratigráficas y edades del basamento tipo Puncoviscana, del batolito y del Grupo Mesón. Sin embargo, esta relación de intrusión en las areniscas plantea un nuevo debate sobre la edad de las diferentes facies dado que se abre la posibilidad de que existan dos facies rojas. La más antigua con edades del Cámbrico temprano alto a medio y

la más joven del Cámbrico tardío alto-Ordovícico temprano debido a que intruye a las areniscas de posible edad Cámbrico tardío-Ordovícico temprano y aporta rodados a los conglomerados fosilíferos tremadocianos (Keidel, 1943; Moya, 1999) que suprayacen a las areniscas que constituyen la caja de esta facies rojas (Hongn *et al.*, 2010). En cualquier caso, la propuesta de intrusión en las areniscas deja al batolito de Tastil fuera del grupo de intrusivos de la Cordillera Oriental que están cubiertos por las cuencas del Paleozoico inferior (Grupos Mesón y Santa Victoria) como anteriormente ocurrió con el granito de Fundiciones (Gorustovich *et al.*, 1996).

Granito Chañi (Granito rojo 3 a, Granito amarillo 3 b)

Monzogranitos

Antecedentes y distribución areal

Los antecedentes sobre el granito Chañi son escasos. En esta reseña se sintetiza el trabajo de Zappettini *et al.* (2008) que presenta el conocimiento actualizado sobre esta unidad, sumado a la interpretación de imágenes satelitales y a observaciones efectuadas por Zappettini (comunicación verbal). Estos análisis permitieron cartografiar dos facies en este plutón, Granito rojo (3 a) y Granito amarillo (3 b).

El cuerpo intrusivo, designado como Granito Chañi por Méndez (1974) y luego como Formación Chañi (Méndez *et al.*, 1979), aflora en el faldeo oriental del nevado homónimo, en la zona limítrofe de las provincias de Jujuy y Salta, ocupando una superficie de aproximadamente 150 km², con un desarrollo elongado en sentido N-S de 25 km y hasta 11 km en sentido E-O.

Litología

Corresponde a un monzogranito biotítico en el que se diferenciaron una facies roja y otra amarilla, cartografiadas como 3 a y 3 b, respectivamente. La roca tiene estructura granular mediana, constituida por cristales de plagioclasa, cuarzo, ortosa y biotita castaña. Al microscopio presenta textura granular hipidiomorfa, en la que participan en orden de abundancia plagioclasa (oligo-andesina-An16-34) tabular, con zonación oscilatoria y bordes albiticos, cuarzo subhedral a anhedral, en algunos casos formando agregados granulares, y ortosa peritética intersticial o incluyendo poiquilíticamente a la plagioclasa. El mineral fémico es biotita castaña, parcialmente alterada a pennina y asociada a pistacita y zoicita.

Como minerales accesorios se reconocen circón, apatita y opacos. Suelen ser comunes los enclaves tonalíticos a granodioríticos biotíticos. Se asocian granitos porfíricos, diques aplíticos y vetas de cuarzo con turmalina. Los análisis químicos para estas rocas indican contenidos de 69-70% SiO₂, carácter calcoalcalino y peraluminoso marginal a metaaluminoso (A/CNK=1,05), así como su encuadre en el campo subalcalino, con altos contenidos de K₂O (4 %), relaciones Na₂O/K₂O= 0,7-0,8 y CaO/Na₂O= 0,7.

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación Chañi fue atribuida al Ordovícico-Silúrico sobre la base de dataciones radimétricas por el método K/Ar (Méndez, 1974; Méndez *et al.*, 1979), si bien posteriormente Moya y Salfity (1982) consideraron que esa edad era resultado de un rejuvenecimiento producto de los movimientos de la fase Guandacol. Salfity y Monaldi (1998) incluyeron en el mapa geológico de la provincia de Salta las rocas de esta unidad junto con las del batolito de Tastil, asignándolas al Cámbrico inferior. En ocasión del levantamiento de la Hoja Geológica 2366-IV Ciudad de Libertador General San Martín, en la que se halla el extremo norte del cuerpo granítico, González *et al.* (2003) observaron relaciones de discordancia con sedimentitas cámbricas y de intrusividad en leptometamorfitas de Puncoviscana, por lo que asignaron dicho cuerpo granítico al Cámbrico inferior y lo incluyeron en la Formación La Quesera.

Zappettini *et al.* (2008) dieron a conocer los resultados de la datación U/Pb SHRIMP sobre circones de una muestra de la facies principal del Granito Chañi proveniente de la ladera oriental del cuerpo. Los resultados son concordantes y están agrupados en la edad 511±3 Ma. Estos autores obtuvieron además otras dos edades en circones de la misma fracción: 530±8 Ma y 551±6 Ma. De acuerdo con estos autores, el conjunto queda comprendido en el rango de extensión temporal del magmatismo tilcárico o pampeano, e interpretaron las edades más antiguas como heredadas de fracciones cristalizadas tempranamente. A partir de estos valores, Zappettini *et al.* (2008) sugirieron que el Granito Chañi puede ser correlacionado con el batolito de Tastil, como parte de un complejo plutónico mayor, teniendo en cuenta su estrecha similitud desde el punto de vista petrográfico y geoquímico, su localización y edad.

La edad de 509 Ma (Cordani *et al.*, 1990) del Granito Tastil es la edad más joven de este comple-

jo al que se vincula el Granito Chañi. Cabe destacar que esta edad, del Cámbrico medio alto e interpretada como representativa del magmatismo Pampeano, restringe el tiempo de depósito del Grupo Mesón al Cámbrico medio alto y tardío bajo, considerando que el Grupo Santa Victoria inició su depósito en el Cámbrico tardío, y constituye una relación que aviva el debate sobre las edades del Complejo Puncoviscana, de los plutones aparentemente tilcáricos o pampeanos (Tastil y Chañi) y del Grupo Mesón, como también sobre las relaciones estratigráficas entre los plutones y el Grupo Mesón.

2.2. PALEOZOICO

En el área de la Hoja el Paleozoico conforma una secuencia sedimentaria con predominio siliciclástico desarrollada entre el Cámbrico tardío y el Devónico tardío, que pertenece al Ciclo Famatiniano (Aceñolaza *et al.*, 1999), originado con posterioridad al Ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1973). La discordancia entre el Grupo Mesón y el Complejo Puncoviscana es producto de un fenómeno orogénico de primer orden, con intenso magmatismo pampeano con edades de entre 550 y 513 Ma como época general de intrusividad magmática granítica, acompañada por fuerte deformación, metamorfismo de grado variable y ascenso tectónico, que se identifica como orogenia Tilcárica, que habría tenido lugar entre fines del Tomotiano (527 Ma) y el Cámbrico medio alto (aproximadamente a los 513 Ma).

El Paleozoico (Cámbrico medio a Devónico inclusive) que aflora en el ámbito de la Hoja Salta está representado por depósitos asignados a los grupos Mesón y Santa Victoria y unidades silúrico-devónicas.

2.2.1. CÁMBRICO

GRUPO MESÓN (4)

Antecedentes

Keidel (1910) fue el primero en describir estas rocas y también en reconocer diferentes secciones, denominándolas Areniscas inferiores (k1), Areniscas intermedias (k2) y Areniscas superiores (k3) (Keidel, 1943). Posteriormente, Turner (1960) propuso el nombre de Grupo Mesón y los nombres formales Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc para las tres designaciones informales de Keidel (1943).

En el área de la Hoja Salta los afloramientos se distribuyen en fajas de dirección aproximada nortesur, en el ámbito de la Cordillera Oriental, desde la sierra de Mojotoro hacia el oeste, donde registra espesores que varían desde 160 hasta 3.300 metros.

La edad del grupo fue establecida indirectamente por acontecimientos geológicos; su base está referida a 517 Ma, edad mínima del Complejo Puncoviscana en la que se apoya y el techo está acotado en 490 Ma, determinación bioestratigráfica para el Grupo Santa Victoria (Ordovícico).

El Grupo Mesón se depositó en una zona litoral dominada por mareas, incluyendo barras de arena y canales submareales y llanuras de marea arenosa, mixta fangoso-arenosa y fangosa (Kumpa y Sánchez, 1988; Mangano y Buatois, 2004 a, b; Benedetto, 2010).

El Grupo Mesón fue mapeado sin discriminar las unidades formacionales que lo integran debido a la escala de trabajo empleada en esta Hoja.

Formación Lizoite

Conglomerados, cuarcitas

Distribución areal

Aflora en los valles de los ríos Reyes y Yala, afluentes del río Grande de Jujuy (quebrada de Humahuaca), en el cordón de Lesser (quebradas Castellanos y Los Yacones), en el flanco occidental de la sierra de Mojotoro (río Mojotoro, en la quebrada La Cruz – Floresta, cuesta de La Pedrera), en la sierra de San Miguel (Cerrillos) y en la quebrada del Toro.

Litología

Está compuesta por un conglomerado basal sin denominación formal seguido por cuarcitas, ambas litologías son de color morado y morado grisáceo. Las pséfitas son ortoconglomerados oligomícticos a polimícticos conformados por clastos bien redondeados, ecuanes y prolados en su mayoría, por lo general de tamaño guija y guijarro fino, de cuarzo (80-90%), chert (5-20%) y litoclastos de grauvacas, pelitas, leptometamorfitas y escasos de rocas volcánicas alteradas (Sánchez, 1999). Los estratos son tabulares gruesos a medianos en la sección basal, que pasan a lenticulares medianos y finos. Los entrecruzamientos son abundantes, tanto planares como tangenciales. También presentan laminación paralela y gradación normal.

Las rocas cuarcíticas incluyen cuarzoarenita, sublitoarenita y wacke cuarzosa, con estructuras

entrecruzadas de tipo planar, tangencial simple y doble; también presentan laminación paralela, gradación normal, inversa y maciza. La granulometría es variable desde grano grueso a fino; suelen contener intraclastos de limolita morada ubicados en la base de los estratos.

Ambiente

Esta unidad conforma una secuencia granodecreciente y representa el inicio del ciclo transgresivo del Paleozoico inferior del noroeste argentino.

La unidad conglomerádica basal se habría generado por flujos de grava depositados en la costa de una plataforma marina somera de un mar epicontinental posteriormente retrabajados por las corrientes.

Las rocas cuarcíticas se interpretan como propias de canales y barras de arena intermareales a submareales, generadas tanto en buen tiempo como durante ocasionales tormentas (González Bonorino y Sánchez, 1996).

Relaciones estratigráficas

La unidad se dispone en discordancia angular sobre el Complejo Puncoviscana, en tanto que la relación de techo es concordante con la Formación Campanario.

Formación Campanario

Cuarcitas, limolitas y fangolitas

Distribución areal

Aflora en los valles de los ríos Reyes y Yala, afluentes occidentales del río Grande de Jujuy (quebrada de Humahuaca), en el cordón de Lesser y en la sierra de Mojotoro.

Litología

Por características litológicas y sedimentológicas, en esta unidad se diferenciaron dos miembros, el inferior Verde y el superior Morado (Sánchez y Salfity, 1999).

En conjunto constituye una secuencia heterolítica granodecreciente, caracterizada por cuarcitas medianas a finas, con granos bien redondeados y seleccionados, matriz escasa y cementada por óxidos de hierro y sílice. Alternan limolitas y/o fangolitas de colores verde y morado. La bioturbación es abundante, se identifican *Skolithos* sp., *Diplocraterion* sp., *Arenicolites* sp., *Monocraterion* sp., *Planolites* sp. y *Rusophycus* sp.

En el Miembro Verde el porcentaje de areniscas medianas es 70-80%, mientras que las arenis-

cas finas y pelitas constituyen el 20-30%. En el Miembro Morado esta relación es inversa.

Ambiente

La sedimentación se desarrolló en ambientes intermareales a submareales con evidencias de intensa actividad orgánica, ocasionalmente afectados por la acción de tormentas (Sánchez, 1999).

Relaciones estratigráficas

En los ríos Reyes y Yala se puede observar que tanto el contacto inferior con la Formación Lizoite como el superior con la Formación Chalhualmayoc son netos y concordantes.

Formación Chalhualmayoc

Cuarcitas, limolitas

Distribución areal y litología

La Formación Chalhualmayoc aflora en los valles de los ríos Reyes y Yala, en el cordón de Lesser, en la sierra de San Miguel (Cerrillos) y en la sierra de Mojotoro.

Conforma una secuencia granocreciente, integrada por cuarcitas rosadas y blanquecinas, de grano medio a fino, bien seleccionadas, con granos de procedencia metamórfica. La estratificación es mediana, limitada por superficies planas u onduladas, con entrecruzamiento tangencial y laminación paralela. Algunos estratos en el techo presentan lineación de corriente y ondulitas. Se intercalan estratos lenticulares finos de arenisca fina y limolitas micáceas verdes y moradas finamente laminadas.

Ambiente y relaciones estratigráficas

Sánchez (1999) interpretó que las sedimentitas son características del ambiente intermareal-submareal.

En los ríos Reyes y Yala la formación está cubierta mediante discordancia erosiva por las sedimentitas del Grupo Santa Victoria. En la sierra de Mojotoro existe una relación de discordancia erosiva con la Formación La Pedrera (Grupo Santa Victoria), representada por un cuerpo conglomerádico de 10 m de espesor.

2.2.2. ORDOVÍCICO

Las sedimentitas ordovícicas fueron agrupadas en dos unidades cartográficas, de acuerdo con su edad: depósitos del Ordovícico inferior a medio (5 a) y depósitos del Ordovícico superior (5 b), teniendo

en cuenta, además, que la escala de trabajo no permite separar las numerosas formaciones identificadas en la región y registradas en la bibliografía.

Con el fin de ajustar la copiosa información existente y de ordenar la descripción, cada una de estas unidades cartográficas fue desglosada en este texto consignándose los nombres formacionales representativos y sus equivalentes.

GRUPO SANTA VICTORIA

El Grupo Santa Victoria fue definido por Turner (1960) en la sierra homónima, ubicada en el extremo norte de la Cordillera Oriental. En él integró, de base a techo, las formaciones Santa Rosita (Tremadociano) y Acoite (Arenigiano y Llanvirniano) conformadas litológicamente de la siguiente manera:

La Formación Santa Rosita, establecida por Turner (1960), se inicia con un conglomerado polimíctico de 30 a 40 m de espesor integrado por fenoclastos bien redondeados de cuarzo, areniscas cuarcíticas, esquistos, granodiorita y guijarros intracuencuales de arcilita, de 1 a 2 cm de diámetro. La secuencia continúa con areniscas verdosas finas a medianas, cubiertas por lutitas verdosas a gris oscuro con intercalaciones de areniscas y lutitas arenosas, y estratos potentes de cuarcitas blanquecinas a grises, que contienen abundantes fósiles, entre ellos *Jujuyaspis keideli* y *Parabolina argentina*. Siguen lutitas grises oscuras, margosas, con abundantes intercalaciones de areniscas lutíticas y escasas calizas con fósiles, entre ellos *Kainella meridionalis* y *Parabolinopsis mariana*. La secuencia continúa con lutitas gris oscuro, con escasas intercalaciones de areniscas lutíticas verdosas y margas gris oscuro con escasos fósiles, entre ellos *Apatokephalus serratus* y *Pseudokainella lata*. Hacia el techo de la entidad afloran margas gris oscuro y calizas gris azulado, fosilíferas, con *Basiliella carinata* y *Rossaspis rossi*. El espesor de la Formación Santa Rosita es de 2.300 metros.

La Formación Acoite fue definida por Harrington (1957) y sucede en concordancia a la Formación Santa Rosita. En su base presenta areniscas finas lutíticas gris verdoso, con intercalaciones de lutitas gris oscuro y gris amarillento y diseminados bancos de areniscas macizas, con abundantes fósiles, entre ellos *Didymograptus v-deflexus* y *Thysanopyge argentina*. La parte superior de la unidad está conformada por lutitas margosas y are-

niscas calcáreas, con escasas intercalaciones de caliza, con *Thysanopyge argentina* y *Hoekaspis schlagintweiti*. El espesor total de la formación es de 2.240 metros.

El Grupo Santa Victoria inició su depositación en el Cámbrico superior (Astini, 2008), e incluye numerosos cuerpos alternantes de areniscas y pelitas con distribución regional (Fig. 2). Estos cuerpos de roca recibieron distintos nombres formacionales en muchos casos parcial o totalmente equivalentes, en diferentes regiones del noroeste argentino.

Así, en la región occidental de la Cordillera Oriental se han definido cuerpos conglomerádicos sobreyacentes a los depósitos del Grupo Mesón relacionados con la discordancia Irúyica, seguidos por areniscas amarillentas denominadas, en diferentes localidades, como Sococha, Padrioc, Tilcara, Casayok, La Pedrera y Purmamarca. Sobre estas areniscas suprayacen pelitas con intercalaciones de areniscas tabulares identificadas como Formación Lampazar, la que en su parte superior registra el límite cámbrico-ordovícico (Moya y Albanesi, 2000).

En la región de Parcha-Incamayo-La Quesera, las unidades basales (Tremadociano superior-Arenigiano basal) están representadas por las formaciones Cardonal, Devendeus y Saladillo (Astini, 2005). Un poco más al norte de la quebrada del Toro también se identifican depósitos rítmicos de la For-

mación Parcha (Harrington, 1957), cuya sección superior se correlaciona parcialmente con la Formación Acoite.

En el sector occidental de la Hoja Geológica Salta, las unidades ordovícicas afloran en inmediaciones de la quebrada del Toro, donde el Grupo Santa Victoria está integrado, de base a techo, por las formaciones Padrioc (Arenisca 1), Lampazar (Lutita 1), Cardonal (Arenisca 2), Saladillo (Lutita 2) y Parcha (Lutita 3) (Moya, 1988 y 1999).

En la parte central de la Hoja, los depósitos ordovícicos afloran en ambos márgenes del valle de Lerma; en el occidental, en el cordón de Lesser y en el oriental, en la sierra de Mojotoro. En estas serranías, las unidades formacionales que podrían integrar el Grupo Santa Victoria son conocidas como La Pedrera, San José, Caldera, Floresta, Áspero, San Bernardo, Mojotoro y Santa Gertrudis (Harrington, 1957; Moya, 1988).

En el sector centro-oriental de la Hoja, las unidades ordovícicas afloran en el dominio de las Sierras Subandinas, en las sierras de Labrador, Zapla y Puesto Viejo y en los cerros de la Cresta del Gallo (Unchimé), en tanto que en el borde oriental se identificaron en el anticlinal de la sierra de Santa Bárbara, perteneciente al Sistema homónimo.

En las sierras de Labrador-Zapla-Puesto Viejo y Unchimé, las unidades ordovícicas, de base a techo, se conocen como Zanjón, Labrador (con dos miembros: Laja Morada y Lagunillas), Capillas, Centinela



Figura 2. Secuencia turbidítica del Grupo Santa Victoria. Río San Alejo. Valle de Lerma. Salta.

y Zapla; mientras que en la sierra de Santa Bárbara, las sedimentitas ordovícicas fueron denominadas Candelaria, Orcomato, Las Moras, Zanjón, Botijas, Pedernal y Zapla, que forman parte de los grupos Volcán y Tamango (Monaldi, 1988).

La Formación Candelaria, de naturaleza pelítica, sería equivalente a la Formación Lampazar (Astini, 2008). González (1970) señaló que la unidad más antigua aflorante en la sierra de Santa Bárbara es la Formación Las Moras, portadora de una asociación faunística de edad tremadociana inferior a superior. Es sobrepuesta transicionalmente por cuarcitas y areniscas con restos de *Thysanopyge* sp., *Nanorthis grandis* (Harrington) y *Bucania cirto glypha* Harrington, de edad arenigiana. Este conjunto fue correlacionado por Monaldi (1988), en parte, con las formaciones Mojotoro y Acoite, ambas aflorantes en la Cordillera Oriental

Como consecuencia de la gran cantidad de formaciones del Ordovícico identificadas en el ámbito de la Hoja que se citaron en los párrafos precedentes, se describirán seguidamente sólo las más representativas y mencionándose las que se consideran equivalentes.

Depósitos del Ordovícico inferior a medio (5a)

Formación La Pedrera y equivalentes: formaciones Padrioc y Tilcara y Arenisca 1

Conglomerados, areniscas y lutitas

Antecedentes, distribución areal y litología

La Formación La Pedrera fue creada por Moya (1988), quien también describió sus afloramientos ubicados en la sierra de Mojotoro, desde el río homónimo hacia el sur y, en el norte de la sierra, en los alrededores de la localidad de San Antonio.

La unidad está constituida, en la base, por un intervalo psamopsefítico cuyo espesor máximo es de alrededor de 25 metros. Los conglomerados son de grano mediano a grueso, clasto soportados, con estratificación poco marcada y matriz de arenisca cuarzosa mediana de color pardo rosado, impregnada con óxidos de manganeso y hierro. Los clastos son subredondeados, regular a bien seleccionados; corresponden a cuarzo (50%), cuarcita rosada (30%) y, en menor proporción, filita gris oscura, pelita verde morada, arenisca parda y muy escasa porfirita básica. Las psefitas descriptas gradan a conglomerados finos, areniscas cuarzosas gruesas a medianas con laminación horizontal y areniscas

con clastos dispersos y entrecruzamientos planares y en artesa.

Por encima sigue una sucesión de areniscas limpias finas y medianas, de colores blanco amarillento y gris blanquecino, con estratificación gruesa a muy gruesa. En la parte inferior, los estratos son tabulares, con laminación paralela de bajo ángulo y hojuelas de fango dispersas, mientras que en la parte superior predominan los estratos lenticulares con entrecruzamientos tangenciales, entre los que se intercalan bancos gruesos a medianos con secuencias *hummocky* incompletas. Entre estos estratos se disponen cuerpos de arenisca fina y lutita con laminación paralela y ondulosa, con ejemplares completos de *Jujuyaspis keideli* Kobayashi.

Ambiente

Moya (1998), sobre la base de la geometría, espesor, características texturales y composicionales (clastos extracuencales) de los conglomerados y las areniscas asociadas, asignó estos depósitos a facies de barras, canales y planicies aluviales vinculados con un sistema de ríos entrelazados.

Los primeros registros de ambiente marino corresponden a las areniscas limpias, con hojuelas de fango y laminación paralela y planar que cubren a las facies anteriores. Ellas fueron atribuidas por Moya (1998) a depósitos costaneros, que luego evolucionarían a un sistema submareal de barra e interbarra de anteplaya, sometido a eventos de tormenta.

Relaciones estratigráficas, correlaciones y edad

El contacto basal con la Formación Chalhualmayoc es una superficie de discontinuidad sin angularidad manifiesta. La relación cuspidal con la Formación San José es transicional.

Se considera que esta unidad es equivalente a la Formación Padrioc (Aceñolaza, 1968), cuya sección tipo está en la sierra de Cajas, situada al este de la sierra de Aguilar, en Jujuy, y a la Formación Tilcara, establecida por Moya (1988) en la quebrada de Alfarcito, al este de la localidad de Tilcara, en la quebrada de Humahuaca, y redefinida como Miembro Tilcara, base de la Formación Santa Rosita, por Buatois *et al.* (2006). El término Arenisca 1 fue creado por Moya (1999) para identificar el litosoma basal de la secuencia ordovícica del norte de la Argentina y en él reúne las formaciones Padrioc, Matancilla, Tilcara, La Pedrera y el miembro psamítico-psefítico de la Formación Orcomato.

La fauna conchífera contenida en la porción intermedia es indicativa del Tremadociano inferior, correspondiente al estadio tardío de la zona de *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens argentina*.

Formación San José y equivalentes: formaciones Lampazar, Casa Colorada y Pingüiyal y Lutita 1

Lutitas, wackes finas

Antecedentes y distribución areal

Esta formación y sus equivalentes fueron establecidas por Harrington (1957, en Harrington y Leanza, 1957). El término Lutita 1 se debe a Moya (1999), quien allí reunió las formaciones Lampazar, Taique, Casa Colorada, San José y Pingüiyal, el miembro pelítico de la Formación Orcomato y el miembro basal de la Formación Las Moras o Serie A, integrantes del litosoma pelítico más antiguo del Ordovícico en estas latitudes.

La Formación San José aflora en la sierra de Mojotoro (quebradas de Gallinato y Miraflores, San Antonio) y en el cordón de Lesser (quebrada San Alejo). La Formación Lampazar asoma en diversas secciones de la quebrada del Toro y hacia el norte de ese accidente, en el Angosto de La Quesera, la Formación Pingüiyal fue definida por su autor como Pingüiyal shales en la cumbre del Castillejo, 25 km al sur de la ciudad de Salta, en tanto que la Formación Casa Colorada constituye la base de la secuencia ordovícica en el área de Alfarcito, al este de la quebrada de Humahuaca.

Litología

La Formación San José está constituida por lutitas arcillosas pardo amarillentas y lutitas grises y gris verdosas, entre las que se intercalan paquetes de lutitas limosas grises claras y wackes finas gris oscuro, interlamadas. En la porción basal se encuentran, en ocasiones, lutitas moradas con nódulos ferromagnesianos.

Los fósiles exhumados son principalmente trilobites (*Jujuyaspis keideli*, *Parabolinella argentinensis*) y restos incompletos de *Rhabdinopora flabelliformis* (Harrington, 1957; Moya *et al.*, 1994).

Ambiente

El franco predominio de pelitas portadoras de fauna bentónica dominante que caracteriza a la unidad, se asimila a un ambiente lutítico de plataforma externa proximal a intermedia (Moya, 1998).

Relaciones estratigráficas y edad

La unidad tiene una relación transicional con la Formación San Bernardo y se habría acumulado durante el Tremadociano tardío (Moya *et al.*, 1994).

Formación Caldera y equivalentes: Formación Cardonal y Arenisca 2

Areniscas cuarzosas, lutitas, wackes finas, coquinas

Antecedentes y distribución areal

Tanto la Formación Caldera como la Formación Cardonal fueron establecidas por Harrington (1957), aunque la segunda unidad fue reconocida y descrita originalmente por Keidel (en Harrington, 1937) y estudiada con más detalle por Keidel (1943). La denominación Arenisca 2 fue creada por Moya (1999), quien allí reunió las formaciones Cardonal, Potrerillo y Caldera y el miembro medio de la Formación Las Moras o Serie B, y que en conjunto constituyen el segundo litosoma psamítico del Ordovícico en la región.

La Formación Caldera aflora en el tramo norte de la sierra de Mojotoro (río San Antonio y cuesta de Gallinato) y en el cordón de Lesser, en tanto que la Formación Cardonal asoma en la quebrada del Toro y hacia el norte y en los cerros de Pascha (Sococha).

Litología y ambiente

La Formación Caldera está representada por areniscas cuarzosas medianas con entrecruzamientos y estratificación tabular, separadas por interlamaciones de lutitas y wackes finas bioturbadas. En los tramos inferior y superior se encuentran frecuentemente bancos megaondulados de areniscas cuarzosas finas con secuencias HCS, el término B está compuesto por clastos guijarrosos o por coquina integrada por fragmentos de lingúlidos, braquiópodos articulados y trilobites (*Leptoplastides marianus* y *Parabolinella argentinensis*).

Hacia el techo se intercalan lutitas entre las secuencias de HCS, que presentan en su base coquinas calcáreas de trilobites y braquiópodos (*Kainella meridionalis*, *Leptoplastides marianus*, *Parakainella lata*, *Parabolinella argentinensis*, *Asaphellus catamarcensis*, entre otros).

Los depósitos arenosos fueron generados por tempestitas, que con las barras y bancos arenosos serían indicativos de subambiente de anteplaya o *shoreface* (Moya, 1998).

Relaciones estratigráficas y edad

La relación con la Formación Floresta está dada por una transición en la que las facies arenosas en pocos metros son reemplazadas por lutitas y wackes fosilíferas.

Esta unidad se habría depositado durante el Tremadociano temprano. Las coquinas cuarzosas son portadoras de especies registradas tanto en la Zona de *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens argentina* como en la de *Kainella meridionalis*.

Formación Floresta y equivalentes: formaciones Saladillo y Rupasca y Lutita 2

Lutitas, areniscas

Antecedentes, distribución areal y litología

La Formación Floresta fue definida por Moya (1988), en tanto que la Formación Saladillo fue establecida como tal por Harrington (1957, en Harrington y Leanza, 1957), quien contó con la información previamente aportada por Keidel (en Harrington, 1937; 1943). En el término Lutita 2 Moya (1999) reunió las formaciones Saladillo, Rupasca, Santa Cruz y Floresta y el miembro superior de la Formación Las Moras o Serie B, integrantes del segundo litosoma pelítico del Ordovícico en estas latitudes.

La Formación Floresta aflora en la sierra de Mojotoro (Figs. 3 y 4) y en el cordón de Lesser.

Está representada por lutitas arcillosas y limosas de color gris verdoso y pardo verdoso. Escasos bancos compuestos por interlaminaciones de limo y ar-

cilla o arena fina y limo integran secuencias de Bouma tipo Tb-e y Tc-e, que se presentan aisladas o amalgamadas y no superan los 0,30 m de espesor. Hacia el techo se intercalan bancos tabulares y laminados de arenisca fina y mediana, que marcan el pasaje a la Formación Áspero. En esta transición se registró la aparición de *Notopeltis orthometopa* (Harrington, 1957).

Los intervalos fosilíferos están representados por niveles tapizados con graptofaunas mono-específicas o poco diversificadas de especies de *Anisograptus*, *Staurograptus*, *Adelograptus* y *Bryograptus* (Moya *et al.*, 1994), o por ocasionales organismos conchíferos bien preservados de especies de *Bien-villa*, *Apatokephalus*, *Basiliella* y *Conophrys sulcatus* definido por Malanca (1996).

El espesor es parcial porque las secciones estratigráficas aflorantes son discontinuas.

La Formación Saladillo fue descrita en la quebrada del Toro y áreas aledañas y consiste en lutitas de colores negro, verdoso y azul oscuro, finamente laminadas, con intercalaciones delgadas de areniscas calcáreas y de calizas portadoras de ejemplares de *Basiliella carinata*, *Notopeltis orthometopa*, *Asaphellus catamarcensis*, *Parabolinella triarthroides*, *Apatokephallus serratus*, entre otros (Harrington, 1957).

Ambiente

La presencia de pelitas finas laminadas con escasos y delgados bancos de tempestitas distales y la



Figura 3. Vergencia occidental de falla en la Formación Floresta (Ordovícico). Sierra de Mojotoro. Salta.



Figura 4. Afloramiento de la Formación Floresta (Ordovícico). Sierra de Mojotoro. Salta.

escasa fauna conchífera, indican que la unidad se habría depositado en un subambiente de plataforma externa distal (*offshore*). Las superficies tapizadas con graptolites podrían vincularse con el movimiento ascendente de corrientes de densidad (Moya, 1998).

Relaciones estratigráficas y edad

La relación de techo es de concordancia y transición con la Formación Áspero.

La unidad habría iniciado su depósito durante los estadios finales del Tremadociano temprano y culminado durante el Tremadociano tardío (Moya *et al.*, 1994).

Formación Áspero y equivalentes: Formación Humacha y Arenisca 3

Areniscas

Antecedentes y distribución areal

La Formación Áspero fue creada por Harrington (1957) en el área del cerro San Bernardo, en tanto

que la Formación Humacha fue establecida por Moya (1988) en la región oriental de la quebrada de Humahuaca, fuera del área abarcada por la hoja. Ambas unidades fueron integradas por Moya (1988, 1999) en el término Arenisca 3.

La distribución de la Formación Áspero se limita a la faja oriental de la Cordillera Oriental. Aflora en la sierra de Mojotoro (cerros Candelaria y San Bernardo) y en el cordón de Lesser (quebradas San Alejo y Castellanos).

Litología

Está representada por una sucesión de areniscas integrada por: a) Secuencia HCS (términos BH, BHF y BPHF) de areniscas cuarzosas rosadas, aisladas o amalgamadas; el término B está constituido por coquinas de braquiópodos y trilobites (*Notopeltis orthometopa*). b) Arenisca cuarzo-micácea gris y pardo-grisácea, en gruesos bancos suavemente lenticulares con entrecruzamientos poco marcados. c) Intercalaciones de areniscas cuarzosas rosado-moradas y areniscas limosas pardo verdosas, con estratificación mediana, laminación ondulosa y moderada cantidad de *Skolithos* sp.

En la parte superior se encuentran facies heterolíticas de areniscas cuarzosas de color gris verdoso y lutitas pardo verdosas y verde oliva, que definen el pasaje a la unidad suprayacente.

Ambiente

Las facies de areniscas con *Skolithos* sp., areniscas con entrecruzamientos y tempestitas intermedias y proximales, se atribuyen a un subambiente de anteplaya intermedio a proximal, que ocasionalmente habría alcanzado niveles más someros de la zona intermareal inferior (Moya, 1998).

Relaciones estratigráficas y edad

La relación con la Formación San Bernardo, que la suprayace, es transicional.

La unidad se habría acumulado íntegramente durante el Tremadociano tardío (Moya *et al.*, 1994).

Formación San Bernardo y equivalentes: formaciones Parcha, Cieneguillas y Acoite y Lutita 3

Lutitas, limolitas, areniscas y wackes

Antecedentes, distribución areal y litología

Tanto la Formación San Bernardo como sus equivalentes, las formaciones Parcha, Cieneguillas y Acoite, fueron establecidas por Harrington (1957)

en diferentes localidades de la Cordillera Oriental. La Formación San Bernardo fue definida en el cerro homónimo situado inmediatamente al este de la ciudad de Salta, Parcha en la quebrada del Toro, Cieneguillas en la quebrada de Purmamarca y Acoite en la región de Santa Victoria. Moya (1988, 1999) incluyó todas ellas en el término Lutita 3.

La Formación San Bernardo aflora en la sierra de Mojotoro y en el cordón de Lesser. Está constituida por lutitas limosas, limolitas y wackes de grano fino color verde oliva; se intercalan bancos finos y medianos de areniscas finas laminadas y secuencias HCS arenosas, más frecuentes en la mitad inferior, donde a veces desarrollan un término basal (B) representado por coquina u ocre volcánico coquinoide y, excepcionalmente, por depósitos conglomerádicos de flujos densos.

La unidad es prolífica en niveles con bioturbación y faunas conchíferas que incluyen trilobites, braquiópodos articulados e inarticulados, bivalvos, cefalópodos, gasterópodos, crinoideos y ostrácodos (Harrington, 1938, 1957; Aceñolaza, 1973). Las graptofaunas incluyen distintas especies de clonograptidos, tetragraptidos y didymograptidos (Loss, 1951; Moya *et al.*, 1994).

Ambiente

Las facies de lutitas, limolitas y wackes, asociadas a la abundante fauna bentónica e ichnofauna, junto con la presencia de tempestitas arenosas, serían indicativas de un ambiente somero, por encima del nivel de olas de tormenta, que se atribuye a la zona de transición entre la plataforma interna y externa (Moya, 1998).

Relaciones estratigráficas y edad

La relación con la Formación Mojotoro es transicional y está representada por bancos de wackes finas y limolitas que se intercalan con areniscas cuarzosas de espesor y frecuencia crecientes.

La unidad habría iniciado su depósito en los estadios finales del Tremadociano tardío y culminado durante el Arenigiano medio (Moya *et al.*, 1994).

Formación Mojotoro y equivalentes: Formación Sepulturas

Areniscas, conglomerados finos y pelitas

Antecedentes, distribución areal y litología

Las formaciones Mojotoro y Sepulturas fueron creadas por Harrington (1957), la primera en el área de Mojotoro- Caldera, al este de Salta, y la segunda en la quebrada de Purmamarca.

En la hoja, la Formación Mojotoro aflora en la sierra homónima, en el cerro San Bernardo y en las quebradas Gallinato y Santa Gertrudis.

Está integrada por areniscas cuarzosas de colores blanco grisáceo, blanco amarillento, rosado, rosado-morado y morado, dispuestas en bancos amalgamados con estratificación tabular y lenticular mediana a gruesa, con laminación paralela y entrecruzamientos planares y tangenciales y niveles de conglomerados finos que están presentes en la base de algunos bancos. En los primeros dos tercios de las areniscas es frecuente la presencia de *Cruziana* sp. y en el tercio superior se intercalan bancos con estructuras sigmoidales y escasos con estratificación HCS. En el tercio intermedio se intercalan niveles psamopelíticos de reducido espesor, integrados por superposiciones de secuencias granodecrecientes separadas por superficies de discontinuidad; algunas contienen nódulos fosfáticos dispersos o agrupados en finas costras. Estas secuencias presentan en la base areniscas cuarzosas débilmente laminadas, que gradan a areniscas limosas y lutitas de colores verde, gris verdoso y pardo morado, con estructuras flaser o lenticulares y frecuentes óndulas asimétricas o de interferencia en su techo. La ichnofauna es abundante y distintas secuencias presentan predominio de *Cruziana* sp. o *Skolithos* sp.

En los dos niveles psamopelíticos de mayor espesor se identificaron bancos de coquinas con lingúlidos con tenores de fosfatos inferiores al 6%. Los palinomorfos descritos por Volkheimer *et al.* (1980) habrían sido recolectados en alguno de estos niveles.

Ambiente

Las facies de areniscas cuarzosas que caracterizan a la unidad fueron interpretadas como depósitos de barras y canales desarrollados en ambientes someros en la zona de transición entre los ámbitos subtidal e intertidal. Los niveles psamopelíticos que se intercalan en la porción intermedia, en secuencias granodecrecientes, se habrían depositado en un ambiente intertidal bajo a intermedio. La presencia de nódulos y costras fosfáticas en esas secuencias, sugiere que su depósito ocurrió bajo condiciones de lenta sedimentación y escaso aporte detrítico, lo que favoreció la intensa bioturbación (Moya, 1998).

Relaciones estratigráficas

Las relaciones de base y techo constituyen intervalos de transición. La relación con la Formación Santa Gertrudis, suprayacente, es transicional.

Edad

El análisis de dos asociaciones microflorísticas permitió a Volkheimer *et al.* (1980) establecer una edad mínima llanvirniana para la porción intermedia de la Formación Mojotoro. De acuerdo con la edad de las unidades que la limitan, formaciones San Bernardo y Santa Gertrudis, la Formación Mojotoro habría iniciado su depósito durante el Arenigiano medio y culminado durante el Llanvirniano (Moya, 1998), probablemente Llanvirniano tardío (Llandeiliano, de acuerdo con las propuestas de Webby, 1995 y Fortey, 1995).

Depósitos del Ordovícico superior (5b)

Formación Santa Gertrudis

Wackes, limolitas, calizas y areniscas

Antecedentes, distribución areal y litología

La Formación Santa Gertrudis fue definida por Harrington (1957) en el área de Mojotoro- Caldera, al este y noreste de Salta, pero aflora también en otras localidades de la sierra de Mojotoro. Está compuesta por wackes finas y medianas algo micáceas, más frecuentes y potentes en el tercio basal de la formación, y limolitas de colores gris y gris verdoso, con laminación ondulosa y estratificación poco marcada. Presenta intervalos con importante bioturbación y otros con nódulos fosfáticos aislados. Se intercalan escasos bancos de calizas gris oscuro fosfáticas y areniscas cuarzosas grises.

La megafauna está compuesta principalmente por bivalvos (Sánchez, 1986) y trilobites (Harrington, 1957; Monaldi y Monaldi, 1978; Monaldi, 1982). Entre éstos se destacan *Hoekaspis schlagintweiti* Harrington & Leanza, *Synhomalonatus kobayashii* Harrington & Leanza y *Brongniartella zaplensis* Harrington & Leanza, los que de acuerdo a Waisfeld (1986) corresponderían a *Hoekaspis* sp. nov., *Nescuretus* (*Nescuretus*) sp. y *Huemacaspis* sp. nov.

Los niveles calcáreos aportaron una rica fauna de conodontes (Monaldi y Monaldi, 1978; Albanesi y Rao, 1996).

Ambiente

Las facies de wackes, limolitas y calizas oscuras, la estratificación poco marcada, el predominio de laminación ondulosa, la megafauna bentónica y la importante bioturbación de los depósitos sugieren un ambiente somero y tranquilo, influenciado por la acción de olas, asimilable a la zona de anteplaya

inferior. El contenido de materia orgánica, nódulos fosfáticos y calizas fosfático-fosilíferas, serían evidencias de condiciones de circulación restringida y lenta sedimentación (Moya, 1998).

Relaciones estratigráficas

Hacia el este de la sierra de Mojotoro, el techo de esta unidad se pone en contacto con unidades terciarias del Grupo Orán, mediante relación tectónica.

Edad

Esta unidad fue tradicionalmente asignada al Llandoveryano sobre la base de la presencia de *H. schlagintweiti*, especie que fue considerada indicativa del Llanvirniano inferior por Harrington (1957) o como integrante de asociaciones llanvirnianas (fauna de Hoekaspis) por Benedetto (1976). Sin embargo, de acuerdo con Monaldi y Monaldi (1978) y Monaldi (1982), los trilobites y conodontes asociados con dicha especie en la Formación Santa Gertrudis, sugerirían una edad llandeiliana-caradociana, similar a la propuesta por Sánchez (1986) mediante el estudio de una fauna de bivalvos. Albanesi y Rao (1996) asignaron al Caradociano inferior una conodontofauna procedente del tramo superior de la unidad. Sobre la base de esos datos, Moya (1998) estimó que la Formación Santa Gertrudis podría haber iniciado su depósito a partir del Llandeiliano y continuado durante el Caradociano temprano.

Formación Zanjón y equivalentes: formaciones Parcha y Coquena

Areniscas, calizas y coquinas

Antecedentes, distribución areal y litología

La Formación Zanjón fue definida por Harrington (1957) en la sierra de Zapla. En la hoja, aflora, además, en las sierras de Santa Bárbara y del Gallo. Sus equivalentes, las formaciones Parcha y Coquena, también se deben a Harrington (1957), quien las estableció en las quebradas del Toro y de Purmamarca, respectivamente.

La Formación Zanjón se caracteriza litológicamente por estar integrada por areniscas muy finas, gris verdoso oscuro, en estratos medianos y gruesos, con planos de estratificación ondulosa y bioturbados, con trazas de *Cruziana*. Interstratificadas, hay areniscas finas, griso claro, en estratos tabulares y lenticulares. Ocasionalmente se intercalan delgados lentes de calizas y coquinas gri-

ses y grises oscuras, y con menor frecuencia conglomerados intraformacionales, lenticulares, de espesor centimétrico, con intraclastos de fosfatos y bioclastos fosfáticos, en matriz arenosa fina, grisácea. El espesor aproximado es de 630 metros.

Ambiente

En función de las facies y de las icnofacies se considera que la unidad se ha depositado en un ambiente dominado por mareas (llanuras de marea).

Relaciones estratigráficas y edad

En la base, su relación es de concordancia con la Formación Las Moras, mientras que su techo guarda relación de concordancia y transición con la Formación Labrador.

Fernández (1981, 1982) describió una fauna de conodontos que permiten asignar esta unidad al Arenigiano.

Formación Labrador

Areniscas

Antecedentes y distribución areal

Esta unidad fue creada por Harrington (1957) en la sierra de Zapla, en tanto que Monaldi *et al.* (1986) la dividieron en dos miembros: Laja Morada y Lagunillas. La relación entre ambos es de concordancia y transición. El miembro inferior (Laja Morada) sería correlacionable con la Formación Botijas del Grupo Tamango en la sierra de Santa Bárbara.

El Miembro Laja Morada tiene los mejores afloramientos en la sierra de Zapla; también aflora en las sierras de Santa Bárbara y del Gallo junto con el Miembro Lagunillas (Monaldi, 1988).

Litología

El Miembro Laja Morada está compuesto por areniscas finas fangosas, de color rojo morado, con estratificación gruesa y maciza, motas de color verde y disyunción esferoidal. Se intercalan, espaciadamente, areniscas de color verde de hasta 3 m de espesor y areniscas finas cuarcíticas, rosadas, en estratos medianos. Las sedimentitas rojizas portan *Skolithos*, *Artrophyucus*, restos de línulas dispersos o formando coquinas; en las areniscas verdes se encuentra *Cruziana* sp. Fernández (1981) describió restos de conodontos. Mauri (1968), en la sierra de Santa Bárbara, midió un espesor parcial de 650 metros.

El Miembro Lagunillas está conformado por areniscas cuarcíticas, finas a medianas, grises, rosadas

y amarillentas. Los estratos son lenticulares, cuneiformes y tabulares, de espesores medianos, gruesos y muy gruesos; suelen ser macizos y menos comúnmente con entrecruzamientos de tipo tangencial y en artesa. Se intercalan algunos estratos de areniscas finas, micáceas, pardo rojizas, lamosas, y conjuntos de fangolitas verdes y moradas. El contenido fosilífero está representado por restos de *Línula* sp. y trazas de *Cruziana*, son abundantes los tubos de *Skolithos*. También fueron citados trazas del icnogénero *Rovaltia* (Monaldi, 1988). En la sierra de Zapla tiene 110 m de espesor.

Ambiente

Correspondería a una caída relativa del nivel del mar, con dominio de sedimentación de interfluvios y con posterior desarrollo de una sedimentación de mareas con relleno de canales fluvio-estuarinos, con presencia de la icnofacies de *Glossifungites* (Astini, 2008).

Relaciones estratigráficas y edad

Guarda relación concordante y transicional con la infrayacente Formación Zanjón, mientras que con la suprayacente Formación Capillas el contacto es plano - paralelo y definido.

La edad de la formación es referida al Arenigiano medio a superior, por la posición estratigráfica entre las formaciones Zanjón y Capillas (Monaldi *et al.*, 1986; Monaldi, 1988).

Formación Capillas

Areniscas, fangolitas y calizas

Antecedentes y distribución areal

La Formación Capillas fue definida por Harrington (1957). Presenta excelentes exposiciones en la sierra de Zapla y aflora también, con menos espesor, en las sierras de Santa Bárbara y del Gallo.

Litología

Está caracterizada por areniscas muy finas, fangosas, y fangolitas micáceas, de colores grises oscuros y verdosos, en estratos finos y medianos, con planos ondulados; internamente tienen laminación ondulosa débil. Son bastante frecuentes pequeñas intercalaciones lenticulares de areniscas calcáreas y calizas coquinoideas, de colores gris y gris oscuro. Con menor frecuencia se intercalan pelitas verdosas en estratos medianos. Espesores de 230 m se midieron en la sierra de Zapla (Monaldi, 1988).

La unidad es muy fosilífera, con contenidos mayores en los niveles calcáreos y pelíticos. Entre la fauna citada se encuentran *Hoekaspis schlagintweiti*, *Brogniartella zaplensis* Harrington y Leanza, *Lingula* sp., *Ctenodonta* sp.; nautiloideos de gran porte entre los que Ceccioni (1953) determinó *Protocycloceras stefaninii* Ceccioni, *Protocycloceras harringtoni* Ceccioni, *Protocycloceras bonarelli* Ceccioni, *Protocycloceras* sp., *Paracyclostomiceras flooweri* Ceccioni y *Paracyclostomiceras depressum* Ceccioni.

Monaldi (1988) identificó los pelecípodos *Cadomia typa* De Tromelin, *Cycloconcha* cf. *C. oblonga* Foreste y *Edmondia* indet. y mencionó el hallazgo de braquiópodos articulados, briozoos y conodontos muy bien conservados. Son frecuentes las trazas de *Skolithos*, *Cruziana* y *Phycodes*.

Ambiente

Los sedimentos de esta unidad se depositaron en un ambiente marino de plataforma, con influencia de tormentas y gradual somerización (Astini, 2008).

Relaciones estratigráficas y edad

La formación está dispuesta sobre el Miembro Lagunillas de la Formación Labrado, en relación de concordancia y mediante un contacto neto y definido.

Harrington (en Harrington y Leanza, 1957), sobre la base de la presencia del trilobite *Hoekaspis schlagintweiti*, le asignó edad llanvirniana inferior; posteriormente Monaldi *et al.* (1986) la reubicaron tentativamente entre el Arenigiano superior y el Llanvirniano inferior.

Formación Centinela, equivalente en parte con la Formación Pedernal

Areniscas y pelitas

Antecedentes y distribución areal

La Formación Centinela fue definida por Harrington (1957) en la sierra de Zapla. Presenta mayor dispersión areal que las anteriores y se la encuentra, además, en las sierras de Puesto Viejo, Santa Bárbara y del Gallo.

Litología

La sección basal está constituida por areniscas finas fangosas, de color gris con tonos amarillentos, verdosos y blanquecinos, dispuestas en estratos tabulares potentes y delgados alternantes; la mayoría

son macizos y pocos tienen laminación paralela difusa. Los planos de estratificación suelen ser irregulares, rectos y menos comúnmente ondulados.

Se intercalan, y cada vez son más frecuentes hacia la sección superior hasta predominar, areniscas de grano fino a grueso, cuarzosas y cuarcíticas muy duras, de color gris blanquecino con tonalidades rosadas y amarillentas por alteración; se presentan en estratos tabulares potentes, gruesos y medianos, macizos y escasos con laminaciones paralelas poco marcadas, entrecruzamientos y ondulitas.

Esporádicamente se intercalan estratos finos de pelitas y areniscas finas arcillosas, micáceas, de color gris verdoso, laminadas o macizas y delgadas lentes de areniscas finas con abundantes restos de *Lingula* sp. y lentes de coquinas.

El contenido fosilífero es muy escaso, se citan hallazgos de *Calymenella? zaplensis* Harrington y Leanza, *Lingula inornata* Hoeck, *Ctenodonta* sp.; asáfidos indeterminados y abundantes tubos de *Skolithos*. Monaldi (1982) reubicó sistemáticamente a *Calymenella zaplensis* como *Brogniartella zaplensis*.

El mayor espesor medido es de 350 m (Monaldi, 1988).

Relaciones estratigráficas y edad

La unidad se apoya en relación concordante sobre la Formación Capillas. En su techo se relaciona mediante discordancia de carácter regional con la Formación Zapla.

Monaldi (1988) consideró que esta unidad se depositó en algún momento del lapso Llanvirniano-Ashgilliano.

2.2.3. ORDOVÍCICO TARDÍO - SILÚRICO- DEVÓNICO

Depósitos del Ordovícico tardío- Silúrico-Devónico (6)

Las unidades formacionales comprendidas en este período fueron mapeadas en forma conjunta debido a que sus espesores, relativamente escasos para la escala de trabajo, no permitieron discriminarlas.

De acuerdo con las relaciones estratigráficas de la Formación Zapla, concordante con la Formación Lipeón, del Silúrico-Devónico, y en discordancia regional sobre unidades ordovícicas, se estimó conveniente, a los fines del mapeo, incluirla en esta

unidad cartográfica (6) y no en la correspondiente al Ordovícico superior (5b).

Formación Zapla

Diamictitas, conglomerados, areniscas y pelitas

Antecedentes y distribución areal

La Formación Zapla fue descrita originalmente como Horizonte Glacial de Zapla (Schlagintweit, 1943).

Tiene amplia distribución en las sierras de Zapla, Puesto Viejo y Santa Bárbara y en los cerros de la Cresta del Gallo.

Litología y ambiente

Se caracteriza por facies resedimentadas de diamictita gris oscura y verdosa, con clastos dispersos de cuarzo, granitoides, metamorfitas e intraformacionales. Se intercalan facies de sedimentación normal de conglomerados, areniscas (arenitas cuarzosas y vaques cuarzosas y feldespáticas) y pelitas.

Son comunes las deformaciones sinsedimentarias como pliegues, calcos de carga, *flow roll*, *slump ball*, *boudinage* sedimentario, *pull apart*, laminación convoluta y escapes de fluidos. Su espesor es inferior a 100 metros.

La asociación de facies sugiere que la unidad fue depositada en ambientes de plataforma de buen tiempo con influencia de tormentas, de frente y de talud deltaico (Boso, 1995).

Relaciones estratigráficas y edad

Se apoya mediante discordancia de carácter regional sobre distintas unidades ordovícicas (arenigianas a caradocianas). Está cubierta de modo concordante por la Formación Lipeón.

Contiene escasos restos de trilobites que indican edad ordovícica tardía (Hirnantiano, Monaldi y Boso, 1987).

Formación Lipeón y equivalentes: formaciones Cachipunco y Unchimé

Areniscas, limolitas y arcilitas

Antecedentes y distribución areal

La Formación Lipeón es la asignación formal dada por Turner (1960) a los Esquistos del río Lipeo (Schlagintweit, en Fossa Mancini, 1938). Localmente recibe los nombres de Formación Cachipunco y Formación Unchimé.

Existen excelentes afloramientos en las sierras de Zapla, Puesto Viejo, Santa Bárbara y Unchimé y en los cerros de la Cresta del Gallo.

Litología

Está compuesta por areniscas finas muy micáceas, de color gris verdoso oscuro y amarillo ocre a verdoso oliva por meteorización, limolitas arcillosas micáceas y arcilitas gris oscuro, con estratificación muy fina a mediana, ondulosa y lenticular.

Las limolitas contienen concreciones ferríferas elipsoidales, a veces fosilíferas, de entre 1 y 20 cm de diámetro, aisladas o en rosario, de pirita, siderita, chamosita y también con núcleo hueco y capas envolventes de limonita y óxidos de hierro.

Una característica notoria de la unidad es la presencia de 1 a 3 mantos u horizontes ferríferos que fueron explotados en las sierras de Zapla, Puesto Viejo y Unchimé.

El espesor de la unidad, en secciones no erosionadas, promedia los 700 metros.

Ambiente

Sobre la base de las facies constitutivas y de la fauna y flora exhumada, Boso (1995) sugirió un ambiente de plataforma marina e identificó subambientes de *foreshore*, *lagoon*, barras de *shoreface* a plataforma externa proximal y zonas de plataforma externa distal.

Relaciones estratigráficas y edad

Se apoya en concordancia sobre la Formación Zapla y está cubierta en transición por la Formación Arroyo Colorado o equivalentes.

Los graptolitos presentes en la porción basal indican que su depósito se habría iniciado en el Llandoveryano temprano (Rickards *et al.*, 2002) e inclusive en el Hirnantiano muy tardío (Monteros *et al.*, 1993), mientras que los trilobites exhumados cerca del techo de la formación indican una edad ludloviana a devónica temprana.

Formación Arroyo Colorado

Areniscas, pelitas, limolitas y conglomerados finos

Antecedentes, distribución areal y litología

El nombre formal deriva de la designación original de Estratos del Arroyo Colorado, unidad descrita por Hagerman (1933). El área de afloramientos está en la sierra de Santa Bárbara.

La parte inferior de la formación consiste en areniscas cuarzosas finas y medianas, de colores gris, gris verdoso y rosado, con estratificación entrecruzada; se intercalan pelitas grises oscuras y gris verdosas, con restos de plantas. La parte superior, de color rojizo, consta de areniscas medianas

con intercalaciones delgadas de limolitas y conglomerados finos.

Los espesores varían entre 450 m (Arias *et al.*, 1980) y más de 1000 m en el arroyo del Medio.

Ambiente

Los sedimentos de esta unidad se depositaron en un ambiente marino que exhibe una tendencia general regresiva, con las facies proximales gradualmente desplazadas hacia el este y con influencia continental (Ceccioni, 1949; Monaldi, 1987; Stark, 1996).

Relaciones estratigráficas y edad

Sobreyace en forma concordante y transicional a la Formación Lipeón o su equivalente en parte, la Formación Cachipunco, y está cubierta en discordancia por rocas cretácicas pertenecientes a distintas unidades del Grupo Salta (subgrupos Pirgua y Balbuena).

Sobre la base de su posición estratigráfica, se infiere para esta unidad una edad en el límite silúrico-devónico.

Formación Mendieta

Areniscas, arcilitas, limolitas y conglomerados finos

Antecedentes y distribución areal

Con el nombre de Formación Mendieta se agrupan los estratos devónicos de las sierras de Zapla y Puesto Viejo. Estas rocas fueron inicialmente reunidas en la Formación Mendieta (Padula *et al.*, 1967; Harrington, 1967), y posteriormente en la Formación Arroyo Colorado (cf. Oliver Gascón, 1975 y Andreis *et al.*, 1982). En la sierra de Zapla se distinguieron tres miembros que en sentido ascendente son: Arenisca Garrapatal, Pelita Moralito y Arenisca Escalera (Oliver Gascón, 1975; Monaldi, 1987).

Aflora en el extremo noreste de la Hoja, en las sierras de Zapla y Puesto Viejo.

Litología

La sección basal está compuesta por areniscas finas, cuarzosas, de color gris, con intercalaciones delgadas de arcilitas gris oscuras y verdosas, a veces con coloración rojiza por alteración superficial. Esta sección contiene restos fósiles de braquiópodos y otros invertebrados. La sección media consiste en limolitas y arcilitas de color gris oscuro y verdoso, con restos de plantas; se intercalan estratos delgados de areniscas grises. La sección superior se ca-

racteriza por su coloración rojiza; en la base se encuentran areniscas cuarzosas de grano medio mientras que hacia arriba predominan las areniscas arcósicas gruesas a sabulíticas, con estratificación entrecruzada e intercalaciones delgadas de conglomerados finos.

Los espesores son muy variables, en la sierra de Zapla la potencia es de 720 m, mientras que en la sierra de Puesto Viejo alcanza 250 metros.

Ambiente

Está representado por una serie marina que exhibe una tendencia general regresiva, con las facies proximales gradualmente desplazadas hacia el este y con influencia continental (Ceccioni, 1949; Monaldi, 1987; Starck, 1996).

Relaciones estratigráficas y edad

Se apoya en concordancia y de manera transicional sobre la Formación Lipeón y está cubierta en discordancia por el Subgrupo Pirgua (Cretácico), el Subgrupo Balbuena (Cretácico) o por sedimentitas del Subgrupo Santa Bárbara (Eoterciario).

La edad atribuida a esta unidad es devónica, sobre la base de su contenido fosilífero y sus relaciones estratigráficas (Padula *et al.*, 1967; Harrington, 1967; Oliver Gascón, 1975; Monaldi, 1987).

2.3. MESOZOICO - CENOZOICO

2.3.1. CRETÁCICO - PALEÓGENO

GRUPO SALTA

El Grupo Salta (Turner, 1960) representa el relleno de una cuenca de *rift* intracontinental que se inició en el Cretácico inferior (Neocomiano) y perduró hasta el Eoceno Medio (Galliski y Viramonte, 1988; Marquillas y Salfity, 1988; Hongn *et al.*, 2007). Está integrado, de abajo hacia arriba, por el Subgrupo Pirgua (Reyes y Salfity, 1973), correspondiente a la etapa de *sinrift*, y por los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara (Moreno, 1970) de la etapa de *postrift* (Salfity y Marquillas, 1994). La depositación de estas unidades estuvo controlada primeramente por el fallamiento activo con el desarrollo de depocentros definidos y aislados alrededor de un elemento positivo, la dorsal Salto-Jujeña (Reyes, 1972; Salfity, 1979); posteriormente las subcuencas se interconectaron pero cada depocentro mantuvo identidad hasta la finalización de la sedimentación (Salfity, 1982). El ámbito geográfico de la Hoja Salta coincide con

la posición de la dorsal Salto-Jujeña, sobre la que no existió acumulación cretácico-paleógena, y también con los sectores tanto occidental de la subcuenca de El Rey como septentrional de la subcuenca de Metán (Reyes, 1972; Salfity, 1980).

Subgrupo Pirgua (7)

Conglomerados, areniscas, wackes, pelitas. Basaltos

Se agrupa bajo esta denominación el conjunto sedimentario de conglomerados, areniscas y pelitas que representa el relleno sintectónico de la cuenca, caracterizado por depósitos continentales clásticos donde son notables la granulometría gruesa y los colores rojizos a morados (Figs. 5 y 6). Este Subgrupo está formado, a su vez, por tres formaciones: La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos, bien identificadas a lo largo de la quebrada de las Conchas, fuera del ámbito de la Hoja. Sin embargo, por sus características litológicas, estas unidades resultan difíciles de individualizar dentro de la Hoja Salta y por esa razón fueron mapeadas en forma indiferenciada como Subgrupo Pirgua.

Antecedentes

Las sedimentitas que componen el Subgrupo Pirgua (Reyes y Salfity, 1973) fueron denominadas primeramente como Areniscas Inferiores (Bonarelli, 1914). También fueron propuestos otros nombres, como el de Arenisca de los Crestones (Schlagintweit,

1937) y Formación Y (Hagerman, 1933). Vilela (1951) las denominó Estratos de Pirgua en alusión al cerro del mismo nombre ubicado en la sierra de Carahuasi. Mauri (1948) subdividió a las Areniscas Inferiores en tres unidades: Serie Inferior (conglomerádica), Serie Media (arcillosa) y Serie Superior (estratificada), unidades que posteriormente fueron designadas como miembros (Reyes 1972). En 1973, Reyes y Salfity elevaron estas unidades al rango de formación, asignándoles los nombres La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos.

Distribución areal

El Subgrupo Pirgua está bien expuesto en el sector suroriental, en las serranías de Cresta del Gallo, El Hebro – San Antonio y González y en menor medida en el sector suroriental de la sierra de Santa Bárbara. También fue registrado en el subsuelo de la depresión Juramento – Güemes mediante los pozos petroleros de Gral. M. M. de Güemes, Cabeza de Buey y Cuchuma. En el sector surcentral de la Hoja aflora en el extremo austral de la sierra de San Miguel (o de Cerrillos), en las inmediaciones de la localidad de San Agustín y en la margen izquierda del río Arias, en las proximidades de Las Tienditas. En el extremo norte y noroccidental de la Hoja se registraron afloramientos del Subgrupo Pirgua en las quebradas La Quesera y El Quemado (65° 57' LO, 24° 03' LS), donde se midieron 20 m de areniscas (Báez, 1950).



Figura 5. Conglomerado del Subgrupo Pirgua. Flanco oriental de Los Cerrillos. Valle de Lerma. Salta.



Figura 6. Depósitos eólicos del Subgrupo Pirgua. Angosto La Quesera. Jujuy.

Litología

En el sector oriental de la Hoja, a lo largo del Sistema de Santa Bárbara, la litología dominante está integrada por areniscas cuarzosas medianas a gruesas mal seleccionadas, de colores rojo ladrillo a rojo oscuro y violáceo. Se disponen en bancos macizos con estratificación poco marcada y difusas estructuras internas de laminación entrecruzada. Participan en la secuencia areniscas conglomerádicas, limolitas y arcilitas. Hacia el techo se desarrollan profusos y espesos lentes conglomerádicos con clastos subangulosos de 1 a 5 cm de diámetro, provenientes en su mayoría de la Formación Arroyo Colorado, según Arias *et al.* (1980).

En La Punilla se registraron depósitos con base de conglomerados finos a medianos de hasta dos metros de espesor.

En un arroyo ubicado al norte de Unchimé afloran 30 m (parciales) de depósitos granodecrecientes integrados por conglomerados gruesos en la base, con bloques que alcanzan 1 m de diámetro y clastos subredondeados e imbricados que varían de 30 a 0,5 cm de diámetro, compuestos mayoritariamente por areniscas y cuarcitas blancas, posiblemente devónicas, y en menor proporción grauvacas grises, areniscas rojizas y basaltos. En la parte media de esta sucesión se intercalan camadas lenticulares de conglomerados con potentes bancos de areniscas gruesas que dominan hacia el techo de la secuencia.

En el sureste de la sierra de San Miguel, ubicada en el sector surcentral de la Hoja, el subgrupo está compuesto por areniscas finas conglomerádicas con clastos redondeados de cuarcitas cámbricas que alcanzan 30 cm de espesor y clastos de menor tamaño de grauvacas grises del basamento. Se disponen con estratificación gruesa y estructura interna laminar subparalela, correspondiente a un sistema fluvial de alta energía.

En los arroyos Garrapatas y Cachipunco afloran potentes mantos de basaltos de 100 y 40 m de espesor, respectivamente, intercalados en bancos conglomerádicos de 1 m, entre cuyos clastos aparecen abundantes rodados de basaltos. Estos depósitos fueron interpretados por Hagerman (1933) y Schlagintweit (1937) como mantos efusivos (no intrusivos). En el arroyo Unchimé aflora una colada de 10 m de espesor de basalto ubicado en la columna estratigráfica a unos 90 m de la base. Rodados de basaltos escoriáceos, con venas de calcita, fueron observados en los arroyos Los Noques y La Sala.

En el angosto de La Quesera, ubicado próximo al límite norte de la Hoja, afloran estratos del Subgrupo Pirgua integrados por areniscas gruesas, mal seleccionadas, con alto grado de diagenización. Son de color rojo ladrillo y están integradas esencialmente por fragmentos subangulosos de cuarzo, feldespatos y líticos oscuros. La estratificación es mediana a gruesa, con bancos que varían entre 30 cm y 2 m de espesor. Los estratos se acuñan late-

ralmente, presentan base erosiva y estructuras internas con laminación cruzada de bajo ángulo. Se intercalan bancos de conglomerados matriz soportados medianos a gruesos, integrados por clastos redondeados a subredondeados de cuarcitas, cuarzo y grauvacas grises del basamento, a menudo imbricados, inmersos en matriz de areniscas finas a medianas de color rojo. El conjunto integra un sistema de barras y canales grano y estratocrecientes.

Los espesores del Subgrupo Pirgua son variables en distancias relativamente reducidas debido a su condición de depósito de *sinrift*. Así, en la sierra de Santa Bárbara sus espesores van de 170 m en el filo La Estrella (Mauri, 1967) a 440 m en el arroyo Cachipunco (Hagerman, 1933). En el extremo sur de la sierra Centinela el espesor parcial aflorante es de 480 m (Mauri, 1944), en tanto que en el cerro Unchimé es mayor a 1200 m (Mauri, 1966) y en los arroyos Garrapatal y Las Lajas del Quemado se registran más de 1800 m (Cellini, 1971).

Relaciones estratigráficas

Las rocas del Subgrupo Pirgua yacen mediante discordancia sobre depósitos devónicos y silúricos en el área suroccidental de la Hoja y sobre sedimentitas ordovícicas y cámbricas en afloramientos ubicados en el extremo nororiental. Están cubiertas en relación concordante por depósitos de la Formación Lecho (Subgrupo Balbuena).

Edad

No se reconocen localidades fosilíferas de esta unidad en la Hoja. Sobre la base de las dataciones radimétricas de las rocas volcánicas intercaladas, la edad del Subgrupo Pirgua es barremiano-campaniana. Al sudoeste del depocentro de Alemania, inmediatamente al sur de la Hoja Salta, se han descrito palinomorfos en la sección superior de la Formación La Yesera, que se asignaron al Albiano-Cenomaniano (Narváez y Sabino, 2006). Los basaltos intercalados con los sedimentos de la formación, que afloran también hacia el sur de la Hoja Salta, han sido datados y tienen edades cretácicas desde Barremiano a Cenomaniano. La edad más antigua corresponde a vulcanitas que afloran en la provincia de Tucumán (128 a 112 Ma, Bossi y Wampler, 1969). En el área de Isonza, al sudoeste de la Hoja, las coladas de basalto intercaladas en la base de la unidad serían de edad aptiana (114±5 Ma), en tanto que las interpuestas en la parte superior corresponderían al Albiano-Cenomaniano (96 a 99 Ma, Valencio *et al.*, 1976).

Los fósiles hallados en la Formación Las Curtiembres (Reig, 1959; Narváez y Sabino, 2008) y los dinosaurios de la Formación Los Blanquitos (Bonaparte y Cetti 1967; Powell, 1979) indican edad cretácica superior. El Basalto Las Conchas, intercalado en el tercio superior de la Formación Las Curtiembres, posee edades radimétricas entre 74 y 80 Ma (Valencio *et al.*, 1976; Reyes *et al.*, 1976), que corresponden al Campaniano.

Subgrupo Balbuena (8)

Areniscas, calizas, pelitas, arcilitas, limolitas

Los depósitos pertenecientes al Subgrupo Balbuena (Moreno, 1970) se acumularon en el Senoniano tardío – Paleoceno temprano, o sea durante la etapa de *postrift* inicial (Marquillas *et al.*, 2005); están caracterizados por sedimentación clástico-carbonática de ambientes continentales, transicionales y marinos someros. En la comarca, esta unidad está integrada por las formaciones Lecho, Yacoraite y Tunal.

Distribución areal

Estos depósitos se reconocen en las áreas central y oriental de la Hoja Salta. Forman parte de las sierras del Piquete, de Santa Bárbara, González, de Mojotoro y de Zapla y de los cerros del Crestón y del Gallo. En la zona del valle de Lerma se los identifica en los cerritos de La Merced y también en la quebrada del Toro (Fig. 7), cerca del paraje El Gólgota. En el sector septentrional de la Hoja se asignó al Subgrupo Balbuena una sucesión proximal, conglomerádico-arenosa rojiza, con paleosuelos, que aflora a la latitud del río Reyes, sobre rocas del Cámbrico (Sánchez *et al.*, 2000). Algo más al norte persisten los depósitos proximales pero se identifican mejor las unidades (Sánchez y Marquillas, 2008).

Relaciones estratigráficas

El Subgrupo Balbuena se asienta sobre diferentes unidades estratigráficas, resaltando la actitud de traslape sobre los depósitos del Proterozoico Superior – Paleozoico que conforman la dorsal Salto –Jujeña (Salfity y Marquillas, 1989). En los cerros de la Cresta del Gallo y en las sierras de Santa Bárbara y González se apoya en concordancia sobre el infrayacente Subgrupo Pirgua, mientras que en la sierra de Zapla lo hace sobre depósitos devónicos de la Formación Arroyo Colorado. En la quebrada de Reyes yace directamente sobre la Formación Chalhualmayoc (Grupo Mesón, Cámbrico), mientras que en la sierra de



Figura 7. Subgrupo Balbuena en la quebrada de El Toro. Salta.

Mojotoro, en los cerros de la Merced y en el área occidental de la Hoja, el Subgrupo Balbuena se asienta sobre basamento neoproterozoico-cámbrico del Complejo Puncoviscana.

Edad

La edad del Subgrupo Balbuena se conoce a partir de restos de vertebrados y asociaciones de palinomorfos. Sobre esa base se interpretaron edades del Senoniano tardío para la Formación Lecho (Bonaparte y Powell, 1980), Maastrichtiano a Paleoceno temprano para la Formación Yacoraite (Marquillas *et al.*, 2003) y Daniano (Paleoceno) para la Formación Tunal (Quattrocchio *et al.*, 2000).

Formación Lecho

Areniscas

Antecedentes

En primer lugar, se identificó esta unidad como la parte basal arenosa del Horizonte calcáreo-dolomítico (Bonarelli, 1913). Hagerman (1933) la denominó Xi, posteriormente se llamó Areniscas Calcáreas (Schlagintweit 1936) y Areniscas de las Avispas (Schlagintweit, en Fossa-Mancini *et al.*, 1938). Turner (1959) la denominó Formación Lecho, con localidad tipo en la quebrada homónima ubicada en el cordón de los Siete Hermanos, en el noreste de la provincia de Jujuy.

Litología y ambiente

La Formación Lecho consta de areniscas finas, medianas y gruesas, blancas a grises blanquecinas,

calcáreas y maduras (Moreno, 1970; Salfity, 1980). La estratificación generalmente es gruesa a muy gruesa, en bancos tabulares. El espesor es muy variable, pero en la zona de la Hoja se han registrado valores que oscilan entre 50 y 100 m (Arias *et al.*, 1980).

Ha sido interpretada como generada por sistemas fluviales y eólicos con variantes subambientales (Salfity, 1980; Marquillas *et al.*, 2005).

Contenido fosilífero

No se reconocen niveles fosilíferos en el ámbito de la Hoja. Sin embargo, la Formación Lecho es portadora de dinosaurios saurópodos y aves del Senoniano superior en el área de El Brete, sur de la subcuenca de Alemania (Bonaparte *et al.*, 1977; Powell, 1979; Bonaparte y Powell, 1980). Además, en esa misma subcuenca, en la quebrada de Vilches, se identificaron palinomorfos del Campaniano - Maastrichtiano temprano (Quattrocchio *et al.*, 2005).

Formación Yacoraite

Calizas, pelitas y areniscas

Antecedentes

Bonarelli (1913) empleó el nombre Horizonte calcáreo-dolomítico para identificar originalmente a las calizas triásicas de Vitiacua, las que vinculó con las calizas de la sección intermedia del Sistema Salta o Formación Petrolífera (Brackebusch, 1883; 1891). Así, las actuales formaciones Lecho y Yacoraite fueron conocidas como Horizonte Calcáreo Dolomítico hasta que Groeber (1953) uti-

lizó el nombre Yacoraite para referirse a la parte superior de esa secuencia.

Anteriormente, Hagerman (1933) la había identificado como Xs, Schlagintweit (1936) como Calcáreo propiamente dicho y Formación Calcárea (Schlagintweit, en Fossa-Mancini *et al.*, 1938). Finalmente, Turner (1959) le asignó el rango y nombre de Formación Yacoraite, siendo su perfil tipo el de la quebrada homónima situada en la provincia de Jujuy. Yrigoyen (1969) denominó esta unidad como Formación Ronda.

Litología y ambiente

Está compuesta por calizas grises y grises-amarillentas con variable contenido dolomítico (Fig. 8). Texturalmente contiene diversas variedades de calizas, como *mudstones*, *wackestones*, *packstones* fosilíferos, *grainstones* oolíticos y *boundstones* estromatolíticos; también hay calizas recristalizadas donde la textura original está prácticamente borrada. Entre las calizas suelen intercalarse niveles pelíticos verdes y grises y también areniscas calcáreas (Marquillas, 1985; Marquillas *et al.*, 2005). La estratificación es mediana a fina en bancos tabulares. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son laminación paralela, grietas de desecación, laminación cruzada tipo *hummocky*, ondulitas y estructuras de mareas.

Se han determinado espesores muy variables, 60 m en Chamental (sierra de Mojotoro), 120 m en el

río Capillas (sierra de Zapla), 120 m en Sierras Subandinas (El Duraznal, El Garabatal), 76 m en Corralito (sierra de Zamanca) (Marquillas, 1985).

Fue atribuida a un ambiente marino, somero y restringido, controlado por oleajes, corrientes y mareas en menor medida (Marquillas, 1985; Marquillas *et al.*, 2007).

Contenido fosilífero

Esta unidad es portadora de invertebrados como ostrácodos, foraminíferos, gasterópodos, pelecípodos y palinomorfos (Méndez y Viviers, 1973; Moroni, 1982; Kielbowicz de Stach y Angelozzi, 1984; Narváz *et al.*, 2008), peces de las especies *Pucapristis branisi* y *Coelodus toncoensis* (Benedetto y Sánchez, 1972a y b; Cione, 1977). Asimismo, se han descrito icnitas de dinosaurios fuera de la Hoja, en la subcuenca de Alemania (Alonso, 1980; Alonso y Marquillas, 1986) y en otras localidades.

Formación Tunal (= Formación Olmedo)

Arcilitas y limolitas

Antecedentes

La Formación Tunal, como tal, fue descrita por primera vez en el río Juramento, en la subcuenca de Metán, por Amengual (1976, en Turner *et al.*, 1979). Esta unidad sería equivalente a la Formación Olmedo reconocida en el subsuelo oriental de la cuenca del Grupo Salta por Moreno (1970), quien definió el perfil tipo en el pozo S.L.O. x1 (Lomas de Olmedo, de-



Figura 8. Cantera de calizas de la Formación Yacoraite. La Merced. Valle de Lerma. Salta.

partamento Orán, provincia de Salta). Si bien la Formación Olmedo también está expuesta en afloramientos de la zona subandina, anteriormente sólo había sido referida de manera informal como Margas y arcillas de color oscuro o Esquistos gris oscuros (Schlagintweit, 1937) y como Formación Pizarrosa (Fossa-Mancini, 1938). En otras partes de la cuenca se la conoció como Faja verde basal de la Formación Mealla (Lencinas y Salfity, 1973).

Litología y ambiente

En el ámbito de la Hoja esta unidad está compuesta principalmente por arcilitas y limolitas grises y verdes, tabulares, laminadas, con delgadas intercalaciones de yeso, calizas micríticas y areniscas. El espesor promedio en zonas proximales no supera los 25 m (Novara y Marquillas, 2005).

Se interpreta que los sedimentos fueron originados en un medio lacustre somero, con episodios de fluctuación del nivel de agua y precipitación de evaporitas (Novara, 2003; Volkheimer *et al.*, 2006).

Contenido fosilífero

La formación es portadora de una rica asociación de palinomorfos reconocidos tanto en subsuelo (Moroni, 1982; 1984) como en afloramientos de las localidades de Tilián y El Chorro, en las subcuencas de Alemania y Metán (Quattrocchio *et al.*, 2000; Volkheimer *et al.*, 2006), muy próximas al área abarcada en este trabajo, mientras que en el ámbito de la Hoja provienen de la quebrada Corralito.

Subgrupo Santa Bárbara (9)

Arcilitas, limolitas, areniscas, calizas

El Subgrupo Santa Bárbara (Moreno, 1970) representa la finalización del ciclo depositacional cretácico - terciario del Grupo Salta (Salfity, 1982). Está integrado de base a techo por las Formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera.

Antecedentes

Estas rocas fueron inicialmente identificadas como Margas Verdes y Arcillas Abigarradas por Bonarelli (1913). Con posterioridad Hagerman (1933) subdividió las Margas Verdes en dos series que denominó Wi y Ws, y llamó serie V a las Arcillas Abigarradas. Schlagintweit (1936) las caracterizó como Margas Coloradas Inferiores (Wi), Margas Verdes (Ws) y Margas Coloradas Superiores (V), designación de fácil identificación y empleo en el campo. Vilela (1952) denominó al conjunto de margas con el rango de Formación

Santa Bárbara, unidad a la que Moreno (1970) dio categoría de subgrupo y elevó cada unidad margosa al rango de formación.

Distribución areal

En el ámbito de la Hoja este subgrupo se encuentra muy bien expuesto en las sierras de Mojotoro, Puesto Viejo y Zapla, aunque con espesores reducidos, mientras que en los cerros de la Cresta del Gallo y en las sierras de Santa Bárbara, del Piquete y González se presenta con espesores normales, que varían entre 500 y 650 metros.

Relaciones estratigráficas

El Subgrupo Santa Bárbara se apoya en paraconcordancia sobre el Subgrupo Balbuena en toda la extensión de la Hoja. El techo está marcado por una discontinuidad estratigráfica de distinta jerarquía y características; así, en el sector occidental de la Hoja está cubierto por depósitos paleógenos de la Formación Casa Grande, en tanto que en el sector oriental lo sobreyacen depósitos neógenos del Subgrupo Metán.

Edad

La edad del Subgrupo Santa Bárbara está definida principalmente por asociaciones de vertebrados que le confieren una edad Mamífero Sudamericana Riochiquense – Casamayorensis, correspondiente al Paleoceno- Eoceno (Pascual *et al.*, 1981; del Papa *et al.*, 2009). Una datación radimétrica U/Pb de una toba de la sección superior de la Formación Lumbrera superior, de $39,9 \pm 0,4$ Ma, permitió determinar que el subgrupo llega hasta el Eoceno medio (del Papa *et al.*, 2009).

Formación Mealla

Arcilitas, limolitas y areniscas

Antecedentes

Hagerman (1933) subdividió las Margas Verdes en dos series que denominó como Wi y Ws, en tanto que Schlagintweit (1936) las caracterizó como Margas Coloradas Inferiores (Wi). Finalmente, Moreno (1970) denominó esa unidad como Formación Mealla, cuyo perfil tipo se encuentra en el arroyo homónimo ubicado en la sierra de Maíz Gordo, al este de esta hoja.

Litología

La litología típica consiste en arcilitas y limolitas moradas a rojizas, en general macizas o con leves

laminaciones paralelas. En forma subordinada están presentes areniscas finas y medianas en estratos tabulares a lenticulares y delgados niveles calcáreos. Hacia el área occidental de la Hoja, la granulometría de los sedimentos aumenta gradualmente a areniscas medias hasta gruesas con limolitas subordinadas. En el intervalo superior se intercala un nivel de coloración gris-verdosa formado por arcilitas, limolitas, areniscas finas blancas y calizas estromatolíticas de 20 m de espesor promedio. Este nivel es considerado de importancia cronoestratigráfica y fue denominado Faja Gris (Mädel y Moreno, 1973, en Cazau *et al.*, 1976).

Los espesores más frecuentes de la Formación Mealla oscilan entre 100 y 150 m, aunque se han medido espesores de 58 m en la sierra de Zapla (Brandán, 1974), 110 m en la sierra de Santa Bárbara (Arias *et al.*, 1980) y hasta 170 m en la sierra de Manzano.

Ambiente

La Formación Mealla se depositó en un medio continental caracterizado por una extensa llanura de fango, que con frecuencia se inundaba. Lateralmente y hacia los bordes de cuenca se interdigitaban sistemas fluviales meandrosos (Palma *et al.*, 1986). La Faja Gris ha sido interpretada como un cuerpo lacustre, estable, muy somero y de vasta distribución areal (Gómez Omil *et al.*, 1989).

Contenido fosilífero

En el ámbito de la hoja no se conocen restos fósiles en la Formación Mealla. En regiones veci-

nas contiene restos de mamíferos (notoungulados) y reptiles (tortugas) de edad riochiquense por comparación con unidades de Patagonia (Fernández *et al.*, 1973; Gasparini y Báez, 1975; Báez y Gasparini, 1977; Pascual *et al.*, 1978). Asimismo, en el nivel lacustre al que se adjudica la Faja Gris se determinaron asociaciones de palinomorfos (Quattrocchio *et al.*, 1997).

Formación Maíz Gordo

Arcilitas, limolitas, areniscas y calizas

Antecedentes y distribución areal

El perfil tipo de la Formación Maíz Gordo fue definido en el arroyo Los Salteños, ubicado al norte de la sierra de Maíz Gordo (Hoja Las Lajitas), por Moreno (1970). Esta unidad aflora muy bien en las sierras de Santa Bárbara y González y en los cerros de la Cresta del Gallo. También, aunque con menor espesor, se la observa en la sierra de Mojotoro.

Litología

Esta unidad es fácilmente distinguible por la coloración verde azulada. Está caracterizada por arcilitas y limolitas verdes y moradas, con intercalaciones de areniscas finas blancas y niveles calcáreos. Entre los niveles carbonáticos han sido reconocidos *grainstones* oolíticos, *mudstones*, *wackestones*, calizas cristalinas y *boundstones* estromatolíticos (Figs. 9 y 10). Estas litologías se reconocen principalmente hacia el área oriental de la Hoja, mientras que hacia el sector occidental predominan las litologías clásticas desde medianas a



Figura 9. Detalle de estructura estromatolítica en la Formación Maíz Gordo. Ruta nacional 34. Jujuy.



Figura 10. Estructuras estromatolíticas en la Formación Maíz Gordo. Ruta nacional 34. Jujuy.

gruesas (areniscas y areniscas conglomerádicas). Los espesores característicos de la Formación Maíz Gordo varían entre 150 y 200 m; en el ámbito de la Hoja se midieron espesores de 50 m en la sierra de Zapla, 230 m en la sierra de Santa Bárbara, 126 m en la sierra de Mojotoro y 138 m en la sierra de Manzano.

Ambiente

La Formación Maíz Gordo se depositó en un medio lacustre, somero, alcalino y de baja a media salinidad. Hacia el área occidental de la Hoja el ambiente gradó a sistemas fluviales entrelazados arenosos a conglomerádicos (del Papa, 1999; del Papa y Salfity, 1999).

Contenido fosilífero

En el ámbito regional, la Formación Maíz Gordo ha proporcionado restos de reptiles (tortugas y cocodrilos), peces, insectos y palinomorfos (Gasparini y Báez, 1975; Pascual *et al.*, 1981; Volkheimer *et al.*, 1984). En el área de la Hoja próximo a la localidad de La Mendieta, han sido descritos restos de libélulas (Petrulevicius *et al.*, 1999). Asimismo, numerosos élitros de coleópteros han sido descritos en las serranías de la Cresta del Gallo y Centinela (Cockerell, 1925, 1926 y 1936).

Formación Lumbreira

Arcilitas, limolitas, calizas y areniscas

Antecedentes

La Formación Lumbreira fue definida en la sierra homónima situada al norte de Metán. En el

arroyo de Achi fue descrito el perfil tipo, donde está integrada por arcilitas y limolitas pardo-rojizas, bien estratificadas (Moreno, 1970). Se caracteriza por presentar un nivel de arcilitas verdes intercalado en el tramo medio denominado Faja Verde (Schlagintweit, 1936). Gómez Omil *et al.* (1989) diferenciaron tres secciones: Lumbreira Inferior, Faja Verde y Lumbreira Superior, basados en las características contrastantes que presentaban las asociaciones de facies. Posteriormente del Papa (2006) y del Papa *et al.* (2009), basándose en las características ambientales y en la existencia de una superficie de omisión en la Formación Lumbreira, propusieron subdividir esta unidad en Lumbreira inferior y Lumbreira superior, siendo el límite entre ambas el techo de la Faja Verde.

Litología

Está formada por arcilitas y limolitas rojizas a rojas, generalmente macizas o con bioturbaciones y desarrollo de paleosuelos. En menor proporción hay arcilitas verdes y grises, calizas amarillentas y areniscas finas. Las arcilitas grises suelen contener altos porcentajes de materia orgánica. Hacia el área occidental las litologías predominantes son areniscas medianas a finas rojizas.

Esta formación es la más espesa del Subgrupo Santa Bárbara, con valores que varían generalmente entre 300 y 450 metros. En la sierra de Santa Bárbara y en los cerros de la Cresta del Gallo tiene un espesor aproximado de 230 metros. El espesor de la Faja Verde es de 15 m en la sierra de Mojotoro y de hasta 20 m en la sierra de Centinela.

Ambiente

La Formación Lumbrera presenta tres tipos de ambientes sedimentarios distintivos. Lumbrera inferior está caracterizada por depositación en una llanura de fango a llanura de inundación asociada lateralmente con sistemas fluviales meandriformes y un sistema lacustre perenne de agua dulce (del Papa *et al.*, 2002; del Papa, 2006). Lumbrera superior, por su parte, representa la depositación en un extenso barreal, con sedimentación evaporítica localizada y asociado lateralmente (fuera del ámbito de la Hoja) con sistemas fluviales entrelazados areno-gravosos (del Papa, 2006).

Contenido fosilífero

La Formación Lumbrera es la unidad de mayor contenido paleontológico del Subgrupo. La región de Pampa Grande- Simbolar (ubicada hacia el sur de la Hoja) ha proporcionado abundantes restos de reptiles (*crocodylia*, *squamata*) y mamíferos (notoungulados, marsupiales y astrapoteros) que indican edad casamayorensis (Carbajal *et al.*, 1977; Gasparini y Báez, 1975; Vucetich, 1980; Pascual *et al.*, 1981; Vucetich y Bond, 1982; Goin *et al.*, 1986; Bond y López, 1993; Deraco *et al.*, 2008). La Faja Verde ha aportado restos fósiles de plantas, peces, ostrácodos, insectos y gran variedad de palinomorfos que sostienen la edad eocena (Cockerell, 1926; Pinedo, 1976; Quattrocchio, 1978a y 1978b; Murature de Sureda y Alonso, 1980; Quattrocchio y Volkheimer, 1990; Malabarba *et al.*, 2006).

2.4. CENOZOICO

2.4.1. PALEÓGENO

2.4.1.1. Eoceno superior

Formación Casa Grande (= Formación Quebrada de los Colorados) (10)

Pelitas, areniscas y conglomerados

Antecedentes

La Formación Casa Grande fue primeramente descrita por Fernández *et al.* (1973) en el sinclinal de Mal Paso, en la provincia de Jujuy, fuera de la Hoja. Hacia el sur del área de trabajo, próximo a la quebrada del Toro, esta unidad es denominada Formación Quebrada de los Colorados. Esta última fue definida por Díaz *et al.* (1987) en el valle Calchaquí y constituye la unidad basal del Grupo Payogastilla. Sobre la base de las características litológicas y el registro fósil de vertebrados, Hongn

et al. (2007) propusieron que ambas unidades son equivalentes.

Distribución areal

En el ámbito de la Hoja Salta, esta unidad aflora ampliamente en el área occidental a lo largo de las cumbres de Zamanca y de la quebrada del Toro; también se la reconoce en el faldeo occidental de la sierra de Mojotoro y en el faldeo oriental de la sierra de Chañi.

Litología, ambiente y contenido fosilífero

Está compuesta principalmente por sedimentitas pelíticas rojas, que hacia el techo gradan a areniscas finas hasta gruesas y niveles conglomerádicos en diseño grano-estratocreciente. El espesor en el sector norte es de 800 m (Boll y Hernández, 1986), hacia el área sur de la Hoja, la Formación Quebrada de los Colorados presenta un espesor medio de 1200 m (del Papa *et al.*, 2005), aunque se destaca que los espesores pueden resultar muy variables de una localidad a otra como consecuencia de efectos erosivos generados por la discontinuidad estratigráfica superior.

Esta unidad se depositó en ambientes de barreales, esporádicamente inundados formando lagos someros y sistemas fluviales areno-conglomerádicos entrelazados.

No se conocen sitios fosilíferos en el ámbito de la Hoja, pero sí en localidades vecinas, como en La Poma, donde se describieron restos de leontínidos y cocodrilos (Hongn *et al.*, 2007). También se identificaron leontínidos en el área de Tres Cruces (Bond y López, 1995).

Relaciones estratigráficas y edad

Esta unidad se asienta, mediante discontinuidad estratigráfica regional, sobre distintos términos estratigráficos. Así, en el ámbito de la Hoja se la observa sobre el Complejo Puncoviscana (Proterozoico superior-Cámbrico) en el faldeo oriental de la sierra de Chañi, sobre los grupos Mesón (Cámbrico) y Santa Victoria (Ordovícico) en la sierra de Lesser y sobre el Subgrupo Santa Bárbara (Paleoceno – Eoceno) a lo largo de la quebrada del Toro y en la sierra de Zamanca. El contacto superior es también una discontinuidad, interpretada como angular a escala regional, con la Formación Río Grande (Boll y Hernández, 1986) y con el Subgrupo Metán.

Debido al registro paleontológico de vertebrados y a correlaciones regionales, esta unidad es asigna-

da al Eoceno (Hongn *et al.*, 2007; De Celles *et al.*, 2007; Deraco *et al.*, 2008).

2.4.2. NEÓGENO- CUATERNARIO

2.4.2.1. Mioceno medio – Pleistoceno inferior

CUENCAS DE LOS VALLES DE LERMA Y SIANCA - GRUPO ORÁN

Antecedentes

El nombre de Grupo Orán fue propuesto por Russo (1972) para agrupar los depósitos terciarios que en las provincias de Salta y Jujuy y áreas aledañas yacen sobre el Grupo Salta (Cretácico – Eoceno). Esta unidad estratigráfica incluye parcialmente los depósitos que en el noroeste argentino eran referidos por Bonarelli (1921), de base a techo, como Areniscas Superiores, Terciario Subandino y Terciario Jujeño.

Hagerman (1933) describió los depósitos del Terciario Superior como Ti y Tc (equivalentes al Terciario Jujeño), en la sierra de Santa Bárbara, provincia de Jujuy.

Schlagintweit (1938) empleó por primera vez el término Orán, para designar los depósitos terciarios en la zona comprendida entre el cerro Calilegua y la sierra de Zapla, en la provincia de Jujuy.

Zunino (1944) designó como Terciario Subandino a todos los depósitos incluidos actualmente en el Grupo Orán y propuso dividir ese conjunto en tres partes, de base a techo: Terciario Subandino Inferior y Terciario Subandino Medio (sección basal del Grupo Orán) y Terciario Subandino Superior (sección cuspidal del Grupo Orán).

Durante el Terciario superior se produjeron diversos acontecimientos tectónicos relacionados con el ascenso de los Andes, que en esta región produjeron variaciones en las cuencas situadas al este e influyeron en las características de los sedimentos. Debido a ello, los depósitos así generados pueden ser divididos en dos secciones, a las que Russo (1972) denominó, a la inferior, Subgrupo Metán, de composición psamítico – pelítica, y Subgrupo Jujuy a la superior, esencialmente conglomerádica.

El Subgrupo Metán está integrado, de base a techo, por las formaciones Río Seco, Anta y Quebrada Jesús María (Gebhard *et al.*, 1974; Arias y Chávez Manrique, 1976), en tanto que el Subgrupo Jujuy consta de las formaciones Río Guanaco (base) y Piquete (techo) (Gebhard *et al.*, 1974).

Oliver Gascón (1975) definió los depósitos del Subgrupo Metán en la sierra de Zapla, como forma-

ciones San Lorenzo, Valle Grande y Agua Negra, que corresponden a facies laterales de las formaciones Río Seco, Anta y Quebrada Jesús María.

Russo y Serraiotto (1978:719) consideraron que el Subgrupo Metán estaría limitado por discordancias: “la de su techo es fácil de reconocer en Salta por la aparición brusca en la pila sedimentaria de espesos niveles psefíticos”, pertenecientes a la Formación Río Guanaco del Subgrupo Jujuy, pero la discordancia de su base es “paralela o de muy bajo ángulo”.

Vergani y Starck (1989) dividieron el Grupo Orán, desde el punto de vista del análisis secuencial, en tres ciclos o Megasecuencias, denominadas Calchaquense (Subgrupo Metán), Araucanense (Formación Río Guanaco) y Jujeño (Formación Piquete). Además, realizaron interpretaciones estructurales de la depresión intermontana de rumbo norte-sur del valle de Lerma.

Posteriores trabajos sobre el Grupo Orán analizaron aspectos vinculados con el paleoambiente de depósito, la estratigrafía, el paleomagnetismo, la evolución y el análisis tecto-sedimentario de la cuenca de antepaís terciaria (Galli, 1995; Galli *et al.*, 1996; Starck y Vergani, 1996; Galli y Hernández, 1999; Hernández *et al.*, 1999; Reynolds *et al.*, 2000, 2001 y González, 2002).

Subgrupo Metán (II)

Areniscas, limolitas, arcilitas, conglomerados, calizas, tobas, niveles de yeso

Distribución areal

Los depósitos del Grupo Orán se acumularon en una cuenca de antepaís (Jordan y Alonso, 1987; Galli y Marquillas, 1995; Galli *et al.*, 1996), cuyos depósitos iniciales (Formación Río Seco o Formación Anta) se apoyan mediante discordancia regional sobre la Formación Lumbrera (techo del Grupo Salta) en gran parte del área de la Hoja Salta y mediante falla con el basamento en la zona del valle de Lerma.

Los afloramientos del Subgrupo Metán se distribuyen en una serie de fajas continuas y alargadas, con dirección general nor-noreste, afectadas por fallas inversas de alto ángulo y rumbo norteesur. Los mayores espesores se registran en la sierra de Zapla, con un promedio aproximado de 2500 m (Galli, 1995).

En dicha sierra, depósitos equivalentes a los del Subgrupo Metán se identificaron como formaciones San Lorenzo, Valle Grande y Agua Negra (Oliver Gascón, 1975). Los distintos nom-

bres formales, en esta región, se deben a un cambio en las características faciales de los depósitos fluviales de la cuenca de depósito del Subgrupo Metán.

En el sector oriental de la Hoja, el Subgrupo Metán yace sobre diferentes unidades del Grupo Salta. Si bien la dispersión del Grupo Orán fue mayor que la del Grupo Salta, sus depocentros no difieren, en líneas generales, de los existentes durante la acumulación cretácico-paleógena (Galli, 1995).

Formación Río Seco

Areniscas, conglomerados, pelitas

Distribución areal

La sección tipo de la Formación Río Seco (base del Subgrupo Metán) se ubica en el río Seco, afluente del río Dorado, en el flanco oriental de la sierra de Piquete, departamento Anta, en la provincia de Salta (Gebhard *et al.*, 1974).

Está ampliamente distribuida y con afloramientos importantes en el sector norte de la Hoja, en la zona del anticlinal de Zapla. Además, presenta buena exposición en el flanco oriental de la sierra de Maíz Gordo y su continuación al sur en la sierra de Lumbrera.

Litología

La Formación Río Seco está compuesta por areniscas medianas a finas, anaranjadas, macizas, con laminación paralela y entrecruzamientos, bien consolidadas, en estratos tabulares gruesos a muy gruesos, y escasos conglomerados en estratos delgados en la base. Se intercalan estratos pelíticos rojizos y verdes, macizos y con laminación paralela.

Ambiente

La Formación Río Seco está compuesta por facies típicas de depósitos fluviales efímeros de clima árido, asociados con campos de dunas en el sector occidental de la cuenca, que gradan, hacia el este, a depósitos de playa arcillosa (*clay playa*).

Dentro del paleoambiente fluvial efímero se identifica un sector proximal (facies de la Formación San Lorenzo), uno medio y otro distal (facies de la Formación Río Seco) (Galli, 1995).

Los depósitos efímeros proximales están dominados por areniscas medianas a gruesas, con una relación arenisca/pelita 20/1, lo que es típico de depósitos de flujos efímeros (*stream flood*) y consisten en canales multiepisódicos (areniscas gruesas con estratificación en artesa y planar a gran escala)

intercaladas con facies de areniscas finas, con laminación paralela y abundantes clastos blandos.

La mayor parte de la cuenca de la Formación Río Seco se caracteriza por depósitos del sector medio de un extenso ambiente efímero, dominado por una mezcla de facies del sector proximal y distal. Estas facies conforman ciclos grano y estratodecrecientes, con areniscas con grietas de desecación y pelitas laminadas, interestratificadas con areniscas muy finas de depósitos distales de *sheet flood*, o rellenos de canales menores que gradan a mantos de arenas.

Relaciones estratigráficas y edad

La unidad se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Lumbrera (Grupo Salta – Subgrupo Santa Bárbara) o sobre términos más antiguos del Subgrupo Balbuena en la zona de la sierra de Santa Bárbara.

Sobre la base de datos paleomagnéticos, el contacto entre las formaciones Río Seco y Anta se establece en 15 Ma, por lo tanto la formación se asigna al Mioceno inferior a medio. Hasta el presente no se han registrado restos fósiles diagnósticos en estos depósitos.

Formación Anta

Areniscas, limolitas, arcilitas, calizas, tobas, niveles de yeso

Distribución areal

La sección tipo se ubica en el río Seco (afluente del río Dorado, departamento Anta).

Está ampliamente distribuida y con buena exposición en el sector este de la Hoja, en el flanco oriental de la sierra de Maíz Gordo y su continuación al sur en la sierra de Lumbrera, donde los espesores superan los 1000 metros. En la zona del anticlinal de Zapla, los afloramientos son regulares a malos, con abundante vegetación en el arroyo Tunalito.

Litología

La Formación Anta consta de areniscas rojizas finas a muy finas macizas, limolitas rojizas, arcilitas rojizas, violetas y verdes, con laminación paralela fina, ondulitas migratorias, grietas de desecación y bioturbaciones, entre otras estructuras. Presenta intercalaciones de calizas oolíticas, tobas y delgados niveles de yeso. Los estratos son tabulares finos a medianos y se observan algunos estratos canalizados. Las calizas son portadoras de miliólidos, icnitas de aves y restos de peces.



Figura 11. Formación Quebrada Jesús María. Río Caldera. Valle de Lerma, Salta.

Ambiente

Los depósitos de la Formación Anta tienen características de un paleoambiente de lago salino, en el que se reconocen subambientes de llanura arenosa (*sand flat*), barreal árido (*dry mudflat*), lago salino efímero (*ephemeral saline lake*) y lago salino permanente (*perennial saline lake*) (Galli, 1995).

El subambiente de llanura arenosa con desarrollo de flujos efímeros se encuentra documentado en la sierra de Zapla con los depósitos de su equivalente temporal, la Formación Valle Grande, compuesto por facies de areniscas mantiformes laminadas que reflejan el alto régimen de flujo de las corrientes. El barreal árido está ampliamente distribuido en la zona de la hoja y se caracteriza por la presencia de facies de pelitas laminadas con grietas de desecación y nódulos de yeso; mientras que los subambientes de lago salino efímero y lago salino permanente están muy bien documentados en la zona sur de la cuenca, fuera de la Hoja Salta.

Relaciones estratigráficas y edad

El contacto basal con la Formación Río Seco y el cuspidal con la Formación Quebrada Jesús María es transicional.

Sobre la base de datos paleomagnéticos, la edad de la Formación Anta estaría comprendida, aproximadamente, entre 15 y 13 Ma (Reynolds *et al.*, 1993).

Formación Quebrada Jesús María

Areniscas, pelitas

Distribución areal

La sección tipo de esta unidad se halla en la quebrada homónima, afluente del río Seco, en el departamento Anta. Está ampliamente distribuida y con buena exposición en el sector este de la Hoja, en el flanco oriental de la sierra de Maíz Gordo. En la zona del anticlinal de Zapla la exposición es regular a mala, ya que hay abundante vegetación. En el sector oeste de la Hoja, en el cordón de Lesser hay muy buenos afloramientos en el río Tacones, pero su contacto basal está afectado por una falla que la pone en contacto con el basamento ordovícico.

Litología

La Formación Quebrada Jesús María (Fig. 11) está integrada por areniscas de color pardo claro finas y medianas, con laminación paralela de alto régimen, entrecruzamientos, frecuentes clastos blandos y macizos, en estratos tabulares cuneiformes gruesos y muy gruesos, que alternan con estratos pelíticos pardo oscuros, con laminación paralela fina, ondulitas asimétricas, grietas de desecación y bioturbaciones, en bancos tabulares y lenticulares.

Ambiente

Los depósitos de la Formación Quebrada Jesús María y su equivalente temporal en la sierra de Zapla, la Formación Agua Negra, corresponden a un sistema fluvial efímero desarrollado en un clima árido a semiárido (Galli, 1995).

Los depósitos efímeros distales a medios en la base de la Formación Quebrada Jesús María gradan a depósitos proximales en el techo y constituyen un gran ciclo estrato y granocreciente.

Relaciones estratigráficas y edad

La relación de base de esta unidad con la Formación Anta es transicional. La relación de techo con la Formación Río Guanaco es de discordancia, erosiva en algunas localidades y de bajo ángulo en otras.

Hasta el presente no se han encontrado restos fósiles en estos depósitos, pero sobre la base de estudios paleomagnéticos se le asigna una edad comprendida entre 13 y 10 Ma (Reynolds *et al.*, 1993).

Subgrupo Jujuy (12)

Conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas, limolitas, tobas

El Subgrupo Jujuy también tiene una tendencia general granocreciente, con ciclos de 50 a 700 m de espesor, cuya extensión lateral es de decenas de kilómetros. Los ciclos granocrecientes representan la progradación de los sedimentos en momentos de reducido espacio de acomodación y, por el contrario, los ciclos granodecrecientes corresponden a períodos de agradación vertical asociados con un mayor espacio de acomodación (González, 2002). Este subgrupo está constituido por las formaciones Río Guanaco y Piquete.

Formación Río Guanaco

Conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas, limolitas, tobas

Distribución areal

La sección tipo de la Formación Río Guanaco se encuentra en el curso que le da nombre a la unidad, afluente del río Las Cañas, en el departamento Anta de la provincia de Salta. La distribución actual de estos depósitos supera a la del Subgrupo Metán y constituye serranías de menor altitud. La formación pierde identidad hacia el oriente (llanura Chaqueña) y en el eje de las depresiones intermontanas, como en los valles del río Grande de Jujuy, de Lerma, de Güemes y de Metán (González, 2002).

Está ampliamente distribuida en toda el área de la Hoja. En la zona norte, en la sierra de Zapla se presenta con reducido espesor por la discordancia erosiva que la separa de los depósitos de la Formación Piquete. En el sector oriental de la sierra de Santa Bárbara y en las sierras de Maíz Gordo y del Gallo hay buena calidad de afloramientos. En el sector oeste de la Hoja, en el cordón de Lesser presenta muy buena exposición, como en el río Tacones y en el arroyo San Alejo.

Litología

Está constituida por conglomerados finos a gruesos y areniscas conglomerádicas de colores grises, con clastos de granitos, pegmatitas, andesitas, gneises y corneanas, entre otros. Los conglomerados son clasto soporte y matriz soporte, presentan entrecruzamientos, imbricaciones de clastos y también son macizos; los estratos son gruesos a muy gruesos, con bases canalizadas. Se intercalan areniscas limosas y areniscas, con laminación en artesa, planar y macizas, y limolitas de color pardo-rojizo y frecuentes niveles de toba blanca.

Ambiente

Las acumulaciones de la Formación Río Guanaco estarían relacionadas con un ambiente de abanicos aluviales con depósitos proximales ubicados en la zona occidental y un sector medio y distal situado en las zonas central y distal (González, 2002), asociado a un sistema fluvial de gran envergadura bajo condiciones de un clima cálido y húmedo (Starck y Vergani, 1996).

La Formación Río Guanaco está caracterizada por depósitos de abanicos aluviales dominados por corrientes fluidas y un sistema fluvial gravo-arenoso en donde la distribución de facies sedimentarias está caracterizada por: 1- conglomerado y sabulita, con bases canalizadas y arreglo granodecreciente, constituyendo depósitos de barras gravosas, 2- facies de conglomerados macizos acumulados por depósitos hiperconcentrados y 3- areniscas conglomerádicas con estratificación en artesa y planar que corresponden a depósitos de barras laterales y a otros generados por migración de dunas (González, 2002).

Relaciones estratigráficas y edad

El contacto basal con la Formación Quebrada Jesús María es en algunos sectores erosivo y en otros de discordancia angular, mientras que el contacto cuspidal con la Formación Piquete es discordante erosivo.

La distribución de espesores de la Formación Río Guanaco es irregular y se observan zonas con importante erosión del sustrato, que indicaría que la cuenca de depósito habría tenido una configuración irregular, con altos y depresiones donde se concentra el drenaje (Starck y Vergani, 1996).

La Formación Río Guanaco cuenta con varios niveles de tobas, una de ellas datada en 8,8 Ma (del Papa *et al.*, 1993; Viramonte *et al.*, 1994); correspondiente al Mioceno superior.

Formación Piquete

Conglomerados, areniscas, areniscas conglomerádicas

Distribución areal

La sección tipo de la Formación Piquete se encuentra en el río Las Cañas, departamento Anta, provincia de Salta.

Está ampliamente distribuida en toda el área de la Hoja. En la zona norte, en el sector occidental de la sierra de Zapla presenta espesores de aproximadamente 2000 m (arroyo Tunalito, río Xivi-Xivi, río Los Alisos). En el sector oriental de la sierra de Santa Bárbara se observan buena calidad de afloramientos en cercanías del Parque El Rey. En el sector oeste de la Hoja, en el cordón de Lesser presenta muy buena exposición, con un espesor cercano a 2000 m (arroyo San Alejo).

Litología

La Formación Piquete está compuesta por conglomerados pardo-rojizos, matriz soporte, con clastos de 1 a 50 cm de diámetro, con gradación normal y entrecruzamientos. En estos depósitos hay menor participación de fragmentos de rocas volcánicas que en la Formación Río Guanaco y mayor participación de clastos del Grupo Salta. Se intercalan areniscas gruesas a muy gruesas y conglomerádicas, pardo-rojizas, macizas o con laminación paralela, en estratos cuneiformes o tabulares muy gruesos.

Ambiente

La Formación Piquete está relacionada con una serie de conos aluviales de limitadas dimensiones, distribuidos en los flancos de las depresiones estructurales y dominados por flujos de detritos. Estos conos habrían tenido mayor desarrollo en el sector oriental; alejados de los frentes de corrimientos se habrían desarrollado llanuras de inundación con pequeños sistemas lacustres (González, 2002).

Dominan facies conglomerádicas macizas de depósitos hiperconcentrados y facies de areniscas macizas acumuladas por corrientes efímeras. En el sector norte de la Hoja se intercalan limolitas y calizas depositadas en pequeños sistemas lacustres (ej. arroyo Tunalito, González, 2002).

Los conglomerados de la Formación Piquete contienen rodados de calizas de la Formación Yacoraite, característica que en una primera etapa permitió distinguirla de la Formación Río Guanaco; sin embargo, esta cualidad no es una herramienta válida para diferenciarlas, debido a que en algunos sectores se reconocen clastos de calizas de la Formación Yacoraite también en la Formación Río Guanaco (González, 2002).

Relaciones estratigráficas y edad

Como consecuencia de la fuerte estructuración de la cuenca se produjo el levantamiento de las Sierras Subandinas, del Sistema de Santa Bárbara y de parte de la Cordillera Oriental y la conformación de cuencas intermontanas, como los valles de Lerma y de Sianca. Los mayores espesores de la Formación Piquete se encuentran en estos valles (Starck y Vergani, 1996).

Estudios paleomagnéticos dieron, en la sección basal de esta unidad, una edad de 5 Ma (Reynolds *et al.*, 1993). En el tercio superior fue datada una toba en 1,3 Ma (Malamud *et al.*, 1995).

CUENCA GÓLGOTA - EL TORO

Monzodiorita Las Burras y Pórfiro fenodacítico Pancho Arias (13)

Monzodioritas y dacitas

Antecedentes

Se incluyen en este apartado los cuerpos intrusivos Pancho Arias y Las Burras, localizados en el sector noroeste de la Hoja.

El cuerpo intrusivo Pancho Arias fue descrito y datado por primera vez por Sillitoe (1977), mientras que la Monzodiorita Las Burras fue identificada, datada y separada cartográficamente del cuerpo batolítico de Tastil por Hongn *et al.* (2002).

Sobre la base de dataciones y de descripciones petrográficas, Hongn *et al.* (2002) y Mazzuoli *et al.* (2008) vincularon genéticamente ambos cuerpos.

Los afloramientos de dacitas localizados en el extremo noroccidental de la Hoja, asignados por Ramos (1973) a la Formación El Moreno, de edad terciaria, son incluidos en este trabajo en los pórfidos

dacíticos que integran el batolito de Tastil por su yacencia y afinidad litológica.

Distribución areal

El intrusivo Pancho Arias está localizado en la margen derecha del río Toro (24°16'S - 65°51'O), inmediatamente al sur del rosario de lagunas de la finca El Toro, en la quebrada que separa los cerros Las Burras y Chachayo.

La Monzodiorita Las Burras se emplaza al sur del cerro Las Burras y está cortada por la quebrada del mismo nombre.

Litología

Las rocas que integran la Monzodiorita Las Burras fueron descritas por Hongn *et al.* (2002) como holocristalinas de grano fino a medio, compuestas por cuarzo, plagioclasas y hornblenda como mineral máfico dominante, con contenido de piroxeno y biotita que suele reemplazar al piroxeno y a la hornblenda. Los autores mencionados reconocieron dos tipos litológicos, la monzodiorita propiamente dicha como dominante y una facies de granodiorita con fenocristales de feldspatos poiquilíticos centimétricos, que otorgan textura porfidica a la roca. Describieron también rasgos de asimilación de las granodioritas con las monzodioritas que dejan residuos o enclaves de colores grises en rocas más claras y venas de aplita y cuarzo con cristales desarrollados de turmalina.

En algunos sectores se observa el pasaje gradual de fragmentos y relictos fundidos del Complejo Puncoviscana, hasta quedar totalmente asimilados en el cuerpo ígneo.

La alteración y mineralización asociada está representada por vetas de cuarzo – magnetita- turmalina de temperatura alta y zonas de alteración fílica (argílico-sericítica) de menor temperatura, anómalas en oro.

La petrología del intrusivo Pancho Arias fue descrita por Martín *et al.* (2006), quienes discriminaron, dentro de esta unidad, dos intrusivos subvolcánicos de pórfidos fenodacíticos, varios diques porfíricos, un stock cuarzo-monzodiorítico y numerosos cuerpos de brechas hidrotermales. Según estos autores, los intrusivos presentan aspecto porfírico con proporciones diferentes de fenocristales de plagioclasa (26% - 18 %), cuarzo (5 % - 2 %) y biotita (1 % d»1 %), con accesorios de titanita, opacos y apatita en una pasta totalmente reemplazada por un fino agregado de minerales formados por alteración hidrotermal. Uno de los intrusivos tiene

pseudomorfos de anfíbol (4 %) reemplazados por biotita secundaria. Estos cuerpos porfíricos están fuertemente alterados por un denso stockwork y brechas hidrotermales. Los diques porfíricos presentan variedades petrográficas correlacionables con los pórfiros y están mejor preservados. El stock cuarzo- monzodiorítico no presenta rasgos de alteración, constituye un pequeño afloramiento en contacto por falla con los intrusivos alterados y está integrado por cuarzo y ortosa en la matriz y plagioclasas y hornblendas como fenocristales principales.

Relaciones estratigráficas

La Monzodiorita Las Burras tiene forma elíptica, elongada en dirección NE-SO, y está emplazada en una zona de contacto entre el basamento epimetamórfico y el batolito de Tastil que provoca un metamorfismo de contacto, con fenómenos de fusión (Hongn *et al.*, 2002).

El intrusivo Pancho Arias está situado al norte del cerro Las Burras y, a diferencia del anterior, intruye exclusivamente a rocas del basamento.

Edad

Las dataciones realizadas en la Monzodiorita Las Burras dieron edades U/Pb sobre circones de 14,4 ± 0,3 Ma (Hongn *et al.*, 2002) y de 14,2-14,4 Ma (Mazuoli *et al.*, 2008).

En el intrusivo Pancho Arias, Sillitoe (1977) obtuvo una datación de 15,4 ± 0,3 Ma (K/Ar). La alteración fílica de las monzodioritas, datada por Melick (1999), dio una edad Ar/Ar de 13,10 ± 0,12 Ma. De acuerdo con las dataciones obtenidas, se incluye esta unidad en el Mioceno medio.

Formación Agujas (14)

Conglomerados, areniscas, areniscas limosas, pelitas

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida y relevada en diversos trabajos con otros nombres formacionales. La secuencia basal fue definida por Gallardo (1981) como Formación Peña Agujero y también es equivalente a la zona Roja (Mauri, 1948; Báez, 1950), a la serie Roja (Fernández Pérez, 1984) y a los *Barres Sandstones* (Marret y Strecker, 2000).

La parte superior es equivalente al conjunto de las Zonas Gris, Colorada, Parda y Pardo Colorada descrita por Mauri (1948) y Báez (1950), a las Series Castaña, Gris, Pardo Rojiza y Parda (Fernández Pérez, 1984), a la Formación Carachi (Gallardo, 1981)

y al conglomerado Agujas (Marret y Strecker, 2000). En este trabajo se adoptó el nombre de Formación Agujas asignado por Lucena (2007).

Distribución areal

Se encuentra ampliamente distribuida en la cuenca media y media alta del río Toro, entre El Gólgota y el Potrero de Chañi. En casi toda su extensión los afloramientos ocupan serranías bajas dispuestas en las márgenes del valle del río Toro.

Litología

Lucena (2007) describió una columna general de la Formación Peña Agujero de Gallardo (1981), aquí incorporada como base de la Formación Agujas, que se inicia con 5 m de conglomerado brechoso y arenisca conglomerádica de color rojo, con clastos angulosos de calizas de la Formación Yacoraite y redondeados de cuarcitas eopaleozoicas. Continúan areniscas medianas a gruesas, con matriz limo-arcillosa y cemento calcáreo, de color rojo, con intercalaciones de pelitas del mismo color, atravesadas en todas las direcciones por venas de yeso; los estratos son medianos y gruesos, e internamente macizos.

En la porción media de la unidad se intercalan areniscas gruesas, de color blanco y aspecto sacaroide, muy deleznable, con bandeamientos de color rojizo paralelos a la estratificación.

La parte superior, observada en las proximidades de la localidad de Gobernador Sola, está integrada por areniscas limosas finas a medianas de color pardo pálido con laminación entrecruzada, dis-

puestas en bancos de 10 a 20 cm de espesor. El conjunto es de color castaño grisáceo. Los bancos presentan base y techo planos con acuñamientos laterales muy suaves. Continúan conglomerados polimícticos gruesos, mal seleccionados, con clastos subredondeados de tamaños mayores a 30 cm de diámetro, con predominio de los de 5 a 10 cm y de 1 centímetro. Tienen escasa matriz de arenisca limosa mediana a gruesa deleznable a medianamente competente. Los clastos son de granitos, cuarcitas, pelitas negras, grauvacas y granodioritas de grano fino. La estratificación está dada por la alternancia de conglomerados gruesos y finos. Se observan paleocanales rellenos con clastos más gruesos que los circundantes. Marrett y Strecker (2000) estimaron un espesor de 750 m para este depósito.

Relaciones estratigráficas

La base de la Formación Agujas es discordante erosiva sobre el Complejo Puncoviscana (Fig. 12), sobre la Formación Yacoraite, relación que fue observada por Lucena (2007) en Potrero de Chañi y Corral Blanco y sobre distintas unidades del Grupo Salta. La sobreyacen en concordancia los conglomerados volcanoclásticos del Complejo Diego de Almagro.

Edad

Una toba próxima a la base de la Formación Agujas fue datada por Schwab (comunicación personal; en Marrett y Strecker, 2000) y dio una edad miocena temprana. Estos depósitos infrayacen a los conglomerados volcanoclásticos datados en 7,3 Ma



Figura 12. Sedimentitas neógenas en discordancia sobre rocas del basamento en la quebrada de El Toro.

(Mazzuoli *et al.*, 2008), por lo que el rango de tiempo que abarcan se encuentra entre el Mioceno inferior a medio.

Complejo Volcánico y Volcanoclástico Diego de Almagro

Andesitas, depósitos de bloques y cenizas, dioritas y pórfiros andesíticos (15)

Antecedentes

Esta unidad fue descrita parcialmente por Krallmann (1994), Matteini *et al.* (2004) y Kilmurray e Igarzábal (1971). Posteriormente, Hauser (2005) realizó una exhaustiva descripción petrográfica y geoquímica y diferenció cinco unidades de vulcanitas miocenas al sur de la estación Diego de Almagro, asignándoles el nombre de Complejo Volcánico Diego de Almagro. En la cima del cerro Purma fueron reconocidos afloramientos de rocas subvolcánicas por Amengual y Aguilera (com. verb.). La descripción de estas rocas fue realizada en este trabajo a partir de rodados colectados a lo largo de la quebrada del río Reyes, que tiene su nacimiento en el cerro Purma.

Distribución areal

Estos depósitos se restringen a un área de aproximadamente 7 km de diámetro rodeando el cerro Las Burras. Los afloramientos situados desde la estación Diego de Almagro al sur de la quebrada Las Burras y hasta la quebrada del río Toro son los que presentan mayor continuidad. Otros de menor expresión se encuentran dispersos pocos kilómetros hacia el norte y el noroeste de la estación Diego de Almagro.

Se incluye en esta unidad el cuerpo intrusivo que se halla en la cima del cerro Purma.

Litología

La secuencia de depósitos primarios del Complejo Volcánico y Volcanoclástico Diego de Almagro está integrada por lavas basales, depósitos de bloques y cenizas, domos y conos de escoria y lavas asociadas (Hauser, 2005) de composición basandesítica a dacítica calcoalcalina rica en K, con porcentajes de SiO₂ que varían entre 53 a 66% (Mazzuoli *et al.*, 2008). Las lavas constituyen la primera unidad de la secuencia volcánica, yacen directamente sobre rocas del basamento. Las rocas aflorantes en Puerta Tastil, Las Cuevas, Lampazar y Almagro son andesitas porfídicas con matriz

afanítica de color gris oscuro con fenocristales de plagioclasa blancas, anfíboles verde oscuro de 1–2 cm de tamaño y olivinos alterados a iddingsita de color amarillento (Krallmann, 1994; Matteini *et al.*, 2004; Hauser, 2005). En algunas lavas, como las aflorantes en la quebrada de Lampazar y en la estación Diego de Almagro, los fenocristales máficos de clinopiroxenos dominan sobre los anfíboles (Mazzuoli *et al.*, 2008). En las lavas de andesitas, la presencia de enclaves de rocas procedentes de magmas máficos con fenocristales de clinopiroxenos y olivinos y texturas de *quench* en los microlitos y de fenocristales de clinopiroxenos coexistiendo con poblaciones de anfíboles en equilibrio y en desequilibrio, indican procesos de desequilibrio en la fuente por *mingling* y mezcla de magmas (Mazzuoli *et al.*, 2008).

Hauser (2005) dividió las lavas aflorantes en el sector sur del Complejo Volcánico en dos grupos: uno con paragénesis anhidra integrado por andesitas basálticas y andesitas con anfíbol y piroxeno y otro de paragénesis hidratada integrado por andesitas con anfíbol y clinopiroxenos y andesitas con anfíbol y ortopiroxenos.

Los flujos de bloques y cenizas constituyen los depósitos intermedios de la secuencia volcánica. Presentan fuertes variaciones de espesores desde 80 a 2 m en un radio de pocos kilómetros. Los depósitos de bloques y cenizas se originaron por sucesivos colapsos de domos exógenos. Se apoyan en algunos sectores sobre las lavas y en otros sobre el basamento granítico (Hauser, 2005). Están integrados por clastos monolitológicos de lavas débilmente vesiculadas de color gris oscuro y mineralogía idéntica a las lavas basales. Hay bloques de más de 2 m de diámetro con estructuras de corteza de pan. Algunas rocas incluyen xenolitos con cuarzo o granate, erodados, del basamento, durante el ascenso magmático (Mazzuoli *et al.*, 2008).

En los afloramientos más potentes se distinguen estructuras entrecruzadas y de gradación inversa dispuestas en oleadas piroclásticas basales de 20 a 30 cm de espesor.

Los domos se disponen alineados a lo largo de fracturas de rumbo NNO – SSE, presentan estructuras de disyunción columnar y en capas de cebolla generadas por enfriamiento. Desde el punto de vista petrográfico son idénticos a las lavas basales (Hauser, 2005).

En el área central de los afloramientos de esta unidad hay un cono de escoria construido por alternancia de fases estrombolianas con la emisión de

depósitos de caída y bombas de tamaños decimétricos y fases efusivas de coladas de lava (Hauser, 2005).

Las vulcanitas del cerro Purma fueron observadas a partir de vuelos aéreos por Aguilera y Amengual (com. verb.).

Dado que no fue posible llegar a los afloramientos debido a la inaccesibilidad de la zona, se incorpora la descripción petrográfica realizada por R. Becchio de dos muestras de rodados, uno de composición diorítica y otro andesítico, recogidos en la quebrada de Reyes, provenientes del cerro Purma, ubicado en su cabecera.

La diorita (Fig. 13) tiene textura holocristalina, hipidiomórfica, equigranular a levemente inequigranular (no porfírica) de grano medio. Está conformada por plagioclasa, hornblenda, biotita, escaso clinopiroxeno y cuarzo, titanita, apatita, zircón y minerales opacos. La plagioclasa se presenta en cristales euhédricos a subhédricos, fuertemente zonados, están levemente alterados a agregados de micas blancas y caolín. La hornblenda es el mineral máfico más abundante, se presenta en cristales euhedrales a subhedralos con zonación. Habría dos generaciones de hornblenda, una rica en inclusiones de plagioclasa, cuarzo y minerales opacos, constituyendo una textura poiquilítica y otra sin alteración, con escasas o sin inclusiones. La biotita está presente en menor cantidad que la hornblenda y frecuentemente está alterada a clorita y desferrizada. El cuarzo es intersticial entre los cristales de plagioclasa y

hornblenda. Hay clinopiroxeno (probable diópsido), muy escaso, formando cristales subhedralos. La titanita es el mineral accesorio más abundante y en sectores está asociada con minerales opacos (¿ilménitas - ilmenomagnetitas?) y agregados de rutilo de grano fino.

El pórfiro andesítico (Fig. 14) tiene textura predominante holocristalina, porfírica, conformada por fenocristales de plagioclasa, hornblenda y muy escasa biotita, inmersos en una matriz felsítica de grano muy fino a microcristalina. Hay escasos individuos de cuarzo anhedral de mayor tamaño que los componentes de la matriz y minerales opacos. La plagioclasa constituye la fase mineral más abundante y está presente como fenocristales euhedrales a subhedralos, con zonación marcada, algunos de los cuales contienen inclusiones de hornblenda, biotita y vidrio. Es común encontrar en los fenocristales una zona de reabsorción formando una textura de tipo tamiz rodeada por un sobrecrecimiento límpido de plagioclasa quizás menos cálcica. Se presenta también como microfenocristales y microlitos inmersos en la matriz. La hornblenda es el mafito más abundante. Está presente como fenocristales subhedralos y como microlitos en la pasta. Contienen abundantes inclusiones de opacos y/o plagioclasa. Es posible observar en los fenocristales de mayor tamaño, una zonación en parches y de borde. Está parcialmente alterada a clorita. Los fenocristales de biotita son subhedralos y muy escasos. Algunos cristales están rodeados por una corona de reacción

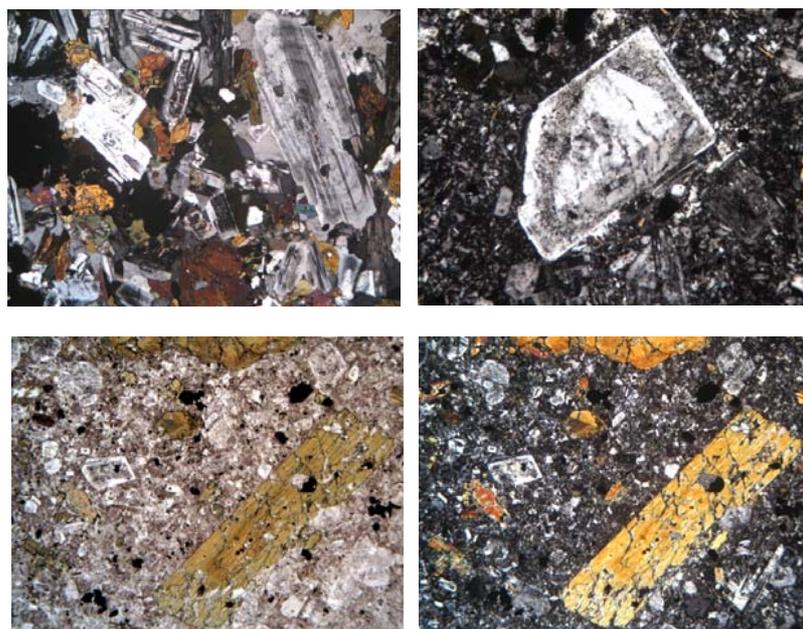


Figura 13. Sección delgada de diorita equigranular a inequigranular leve. Resaltan fenocristales euhedrales de plagioclasas zonadas y hornblendas.

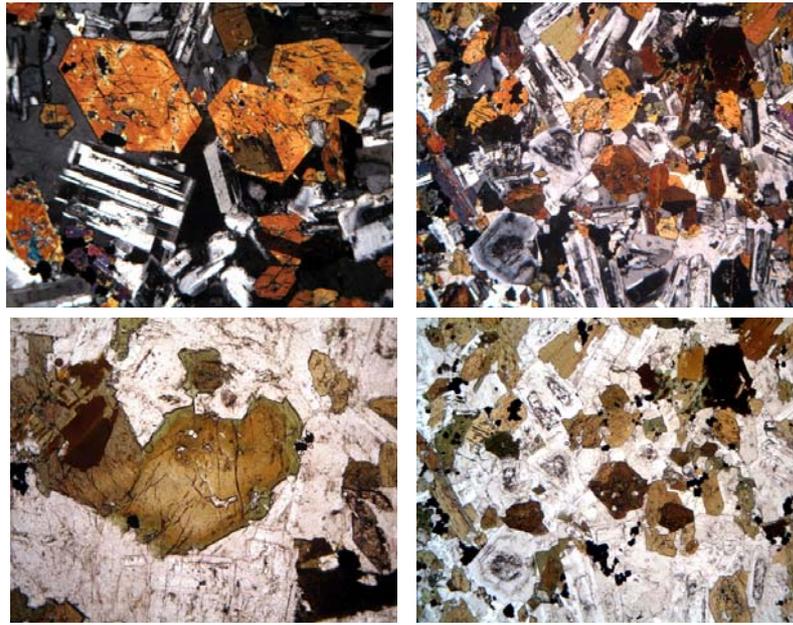


Figura 14. Sección delgada de pórfiro andesítico. Se destacan fenocristales de plagioclasas, hornblendas y biotitas.

formada por agregados de minerales opacos de grano muy fino y otros totalmente reemplazados por clorita. El cuarzo es anhedral y se encuentra en pequeñas proporciones (< 5%). La textura de la matriz de la andesita no es homogénea. Se observó una variabilidad desde holocristalina a criptocristalina o hialocristalina. Los componentes de la matriz holocristalina no se pueden determinar con precisión, debido a su tamaño de grano, pero corresponderían a una matriz felsítica (plag+cz+kfs).

Relaciones estratigráficas

Los depósitos volcánicos primarios se apoyan en discordancia sobre el Complejo Puncoviscana y en disconformidad sobre granitos del basamento proterozoico y sobre la Monzodiorita Las Burras. Sobre esta secuencia se apoyan en conformidad los depósitos volcanoclásticos que integran la unidad 16.

Edad

Las edades K/Ar obtenidas por Mazzuoli *et al.* (2008) en distintos niveles de la secuencia volcánica varían entre 6,39 y 7,37 Ma. Estos datos son coincidentes con los obtenidos por Matteini *et al.* (2004), por lo que se incluye esta unidad en el Mioceno superior.

Se asume en forma tentativa para el cerro Purma la edad del intrusivo Huachichocana, localizado algunos kilómetros al norte de la Hoja Salta, datado en 7 Ma (Viramonte *et al.*, 2011), dado que ambos tienen características petrográficas y de emplazamiento similares.

Depósitos volcanoclásticos (16)

Conglomerados

Antecedentes y distribución areal

Estos depósitos fueron descritos con el nombre de Formación El Gólgota por Molina Castillo (2006) y son equivalentes a la zona Verde (Mauri, 1947), a los últimos 100 metros del conglomerado Agujas definido por Marrett y Strecker (2000) y al miembro A de la Formación Almagro datado en 7,20 Ma por Mazzuoli *et al.* (2008).

Están bien expuestos en la margen izquierda del río Toro, entre la localidad de El Gólgota y la desembocadura de la quebrada Lampazar, donde resaltan topográficamente debido a la fuerte competencia de sus estratos (Fig. 15).

Litología

La litología es de potentes conglomerados clasto soporte y matriz soporte de color gris-verdoso, en los que los constituyentes finos y gruesos son en su mayoría de origen volcánico, con predominio de andesitas y dacitas con textura porfídica. En menor proporción participan granitoides y metapelitas del basamento, reabajados por acción fluvial. Los clastos tienen entre 20 y 30 cm de diámetro promedio y alcanzan 70-80 cm de diámetro hacia el techo. La matriz de los conglomerados es una arena mediana a gruesa de coloración gris a gris verdosa.

Se destaca la presencia de canales fluviales erosivos con estratificación entrecruzada.



Figura 15. Depósitos volcanoclásticos neógenos en la quebrada de El Toro. Salta.

El conjunto se dispone en bancos de estratificación gruesa que no exceden los 10 metros. Los espesores medidos por Molina Castillo (2006) son variables, con un máximo registrado de 107 metros.

Relaciones estratigráficas y edad

En el área de afloramiento del Complejo Diego de Almagro los conglomerados se disponen sobre los depósitos de bloques y cenizas y están intruidos por domos pequeños (Hauser, 2005).

Esta subunidad está comprendida entre las volcanitas del Complejo Volcánico y Volcanoclástico Diego de Almagro, de edad miocena superior y la Formación Alfarcito de edad mioceno - pliocena, por lo que Molina Castillo (2006) la incluyó en el Mioceno superior tardío.

Piroclastos Esquina Blanca (17)

Ignimbritas y depósitos de surges

Antecedentes y distribución areal

Esta unidad es propuesta en este trabajo como entidad aparte de los depósitos volcanoclásticos del Complejo Volcánico y Volcanoclástico Diego de Almagro debido a su composición piroclástica primaria, intercalada con rocas piroclásticas retrabajadas. Podría corresponder a facies distales de los depósitos de bloques y cenizas de Hauser (2005).

Sus afloramientos más conspicuos se encuentran en la margen izquierda del río Toro, en las proximidades de la desembocadura del arroyo Lampazar.

La descripción realizada corresponde al corte sobre la antigua ruta a San Antonio de Los Cobres.

Litología

Tanto los niveles retrabajados como las ignimbritas contienen abundantes líticos de vulcanitas correspondientes al Complejo Volcánico y Volcanoclástico Diego de Almagro. Los líticos que se encuentran en los depósitos primarios son angulosos y de tamaños regulares de 4 a 5 cm de diámetro, esta característica pareciera corresponder a fragmentos arrancados de las paredes del conducto. Es probable entonces que estos depósitos pertenezcan a un evento posterior a la emisión de lavas del Complejo Volcánico y Volcanoclástico Diego de Almagro y correspondan a facies vinculadas con los depósitos de bloques y cenizas.

Los afloramientos sobre la antigua ruta están integrados por depósitos de oleadas piroclásticas e ignimbritas de 20 m de espesor. Tienen coloración gris verdosa. La matriz es poco soldada y contiene abundantes pómez y cristales de biotita. Dominan niveles de oleadas piroclásticas (*surges*) sobre las ignimbritas.

La estratigrafía de esta unidad observada en la región comprende los siguientes niveles, de base a techo:

- 3m de un paquete macizo de ignimbrita con fragmentos redondeados de pómez blancas biotíticas de 20 cm de diámetro, escasos líticos de vulcanitas cognatos y fragmentos de rocas del basamento.

- 2 m de *surges* de laminación paralela a cruzada de bajo ángulo con pómez oxidadas con algunas láminas canalizadas en la base.
- 30 m de ignimbritas similares al primer nivel.
- 0,5 m de *surges*.
- 1 m de ignimbrita con bloques de 40 cm de vulcanitas.
- 4 m de *surges*.
- 1 m de ignimbrita con abundantes bloques mayores de 80 cm de composición dacítica distribuidos caóticamente.
- 8 m de *surges*.
- 3 m de ignimbrita.

Las ignimbritas presentan una capa basal (*ground layer*) de 10 a 20 cm de material fino y bien soldado. La parte superior está integrada por bloques de ignimbritas incorporados en la matriz, participan también bloques de vulcanitas y de rocas del basamento. Esta corresponde posiblemente a la parte fría del frente de una ignimbrita.

En la quebrada El Rosal afloran ignimbritas grises poco soldadas con matriz piroclástica con abundantes pómez blancas y escasos fragmentos líticos de 2 mm de diámetro. Dispersos en la matriz hay bloques lávicos de dacitas y andesitas, algunos con estructura de corteza de pan y escasos fragmentos pelíticos y de granitos.

Relaciones estratigráficas y edad

Esta unidad se apoya sobre los depósitos volcánoclasticos y está debajo de la Formación Alfarcito. De acuerdo con su posición estratigráfica podría ser equivalente a los depósitos de bloques y cenizas de Hausser (2005), por lo que su edad estaría comprendida entre 6 y 4 Ma.

Formación Alfarcito (18)

Conglomerados, areniscas limosas y limolitas

Antecedentes y distribución areal

El nombre formacional fue otorgado por Marrett y Strecker (2000) para designar una sucesión de conglomerados gruesos y areniscas limosas grano y estrato crecientes. Lucena (2007) incorporó en esta unidad las formaciones Solá y Carachi (Marrett y Strecker, 2000; Molina Castillo, 2006), debido a su distribución restringida, criterio que, por razones de escala, fue seguido también en este trabajo.

Esta unidad aflora en un área circunscripta a la cuenca media del río Toro, en las proximidades de la confluencia con el río Tastil. Los afloramientos

mejor expuestos y con mayor continuidad vertical se encuentran frente a la localidad de Alfarcito.

Litología

Está integrada por secuencias grano y estrato crecientes de conglomerados gruesos de coloración gris oscura, areniscas limosas y limolitas de colores rojizos.

Los conglomerados son clastosoportados o presentan escasa matriz. Los clastos, en general redondeados a subredondeados, son en un 90% de metapelitas provenientes del Complejo Puncoviscana. En menor proporción hay clastos de granitos, andesitas, dacitas, basaltos y cuarcitas. Los clastos imbricados indican paleocorrientes de dirección nornoreste. Frente a la localidad de Alfarcito se observaron variaciones angulares internas en la parte inferior de la secuencia que indican la presencia de estratos de crecimiento. Las orientaciones de las paleocorrientes y la preponderancia de clastos del basamento indican, según Marrett y Strecker (2000), el ascenso de la sierra que limita la fosa del Toro por el suroeste.

En la quebrada Carachi, la parte superior de la secuencia está integrada por conglomerados gruesos con abundantes clastos de cuarcitas cámblicas y calizas de la Formación Yacoraite, este conglomerado fue denominado Formación Carachi por Marrett y Strecker (2000) y aquí se lo incluye en la Formación Alfarcito.

Relaciones estratigráficas

La Formación Alfarcito se apoya sobre diferentes unidades en distintas partes de la cuenca. Frente a la localidad de Alfarcito se dispone en discordancia con baja angularidad sobre brechas volcánicas incluidas en la unidad de mapeo integrada por la Monzodiorita Las Burras y el Pórfiro fenodacítico Pancho Arias (13) por su afinidad geoquímica y de edad con la primera de ellas (Mazzuoli *et al.*, 2008). La superficie de discordancia se encuentra intensamente meteorizada, posiblemente debido a un tiempo prolongado de exposición aérea.

En este sector, los estratos traslapan las brechas volcánicas y se apoyan en disconformidad sobre el basamento granítico de Tastil, que muestra asimismo un paquete espeso de roca con intenso grado de meteorización (Fig. 16). En las proximidades de la quebrada Carachi, yace en discordancia sobre los Piroclastos Esquina Blanca y sobre los depósitos del Complejo Volcánico y Volcánoclastico Diego de Almagro.



Figura 16. Discordancia progresiva de depósitos volcanoclásticos neógenos sobre el granito Tastil. Quebrada de Tastil. Alfarcito. Salta.

Sobreyacen a la Formación Alfarcito conglomerados y areniscas conglomerádicas cuaternarias.

Edad

Existen dos dataciones que acotan esta unidad entre el Plioceno y el Pleistoceno: una toba intercalada en niveles cercanos al techo de la Formación Alfarcito fue datada en $4,17 \pm 0,03$ Ma (Hilley y Strecker, 2005) y otra datación, próxima al techo de la Formación Carachi de Marrett y Strecker (2000), dio $0,98 \pm 0,2$ Ma (Marrett *et al.*, 1994).

2.4.3. CUATERNARIO

Depósitos aluviales antiguos (19)

Gravas y arenas

Se agrupan aquí depósitos de abanicos aluviales y de valles fluviales antiguos localizados entre los bordes de las sierras y los valles actuales. Los abanicos aluviales están compuestos por gravas y arenas mal seleccionadas con intercalaciones lenticulares de arcillas y limos, mientras que hay dos niveles de depósitos de llanuras de inundación en el valle de Lerma.

En el norte del valle de Lerma, Hoyos (2005) reconoció las formaciones Calvimonte y Tajamar (Gallardo *et al.*, 1996), compuestas por facies de gravas, arenas y pelitas que en conjunto constituyen depósitos de ambiente fluvial de tipo *braided*.

En la quebrada del Toro, los abanicos aluviales antiguos tienen un desnivel de decenas de metros sobre los abanicos aluviales y valles fluviales activos. Los

depósitos gruesos de abanicos aluviales se interdigitan con depósitos lacustres aflorantes entre las localidades de El Gólgota e Ingeniero Mauri, en el tramo medio de la quebrada del Toro (Álvarez, 2007).

Depósitos de piedemonte y de llanuras aluviales modernas (20)

Gravas, arenas, limos y arcillas

Corresponden al sistema aluvial actual integrado por depósitos de abanicos y de planicies aluviales recientes, y los que rellenan las planicies aluviales actuales. Los sedimentos están compuestos por gravas, arenas, limos y arcillas.

Depósitos fluviales modernos (21)

Arenas, gravas y limos

Los valles fluviales actuales de los ríos Lavallen, Grande de Jujuy, San Francisco, Mojotoro, Vaqueros, Caldera, Wierna, Rosario, Arenales, Las Arcas, Capillas, Manzano y sus arroyos tributarios, están compuestos por arenas, gravas y limos.

Depósitos glaciarios (22)

Aglomerados y arenas

Estos depósitos están integrados por aglomerados y arenas que se concentran en el interior de circos glaciarios labrados en granitos de la ladera oriental del nevado de Chañi. La morfología y distribución dentro del circo glaciario sugiere que se trata de morenas de fondo y laterales. Otros depósitos morénicos fueron fotointerpretados en la ladera oriental del cerro Purma.

3. TECTÓNICA E HISTORIA GEOLÓGICA

La Hoja Salta comprende parte de la franja centro occidental de la Cordillera Oriental, el extremo sur de las Sierras Subandinas, representado exclusivamente por la sierra de Zapla, y la faja occidental del Sistema de Santa Bárbara.

Se preservaron en ella evidencias estratigráficas y estructurales de los eventos tectónicos más destacados que caracterizan al noroeste argentino: la fase Tilcara (Turner y Méndez, 1975; Turner y Mon, 1979), cuya deformación impresa en las unidades del basamento proterozoico constituye el límite entre los ciclos Pampeano y Famatiniano (Aceñolaza y Toselli, 1976), la fase Irúyica que separa el Grupo Mesón del Grupo Santa Victoria, las fases compresivas Oclóyica de fines del Ordovícico y Cháñica ocurrida en el Devónico superior y la extensión cretácica durante el Ciclo Ándico, con la generación de un *rift* intracratónico y el posterior desarrollo de un sistema compresivo de fajas plegadas y falladas iniciado a partir del Paleógeno.

El Sistema de Santa Bárbara limita con la Cordillera Oriental por medio del frente de fracturación Tacónico Oriental (Baldis *et al.*, 1976).

3.1. CICLO PAMPEANO (NEOPROTEROZOICO-CÁMBRICO INFERIOR)

El basamento estratigráfico de la región está integrado por metasedimentitas marinas agrupadas bajo el nombre de Complejo Puncoviscana. Existen

diferentes interpretaciones acerca de la existencia de una única cuenca para esta unidad (Aceñolaza *et al.*, 1989; Willner, 1990) o bien de cuencas diferenciadas que dieron lugar a otras unidades, como las formaciones Sancha y Guachos (Moya, 1998; Salfity *et al.*, 1975) y a cinturones orogénicos independientes (Ramos, 1988; Mon y Hongn, 1996).

Jezeq (1990) diferenció tres fases de sedimentación, de las que las dos más antiguas corresponden a márgenes continentales inactivos, mientras que la tercera registra evidencias sedimentarias que indican movilidad tectónica en la cuenca.

Omarini (1983) interpretó que los depósitos que integran las unidades del basamento corresponden al desarrollo de una cuña clástica inmadura generada durante un proceso de *rifting* sobre un sustrato grenviliano-brasiliano. Por el contrario, Zimmermann (2005) propuso, sobre la base de datos geoquímicos, que el Complejo Puncoviscana corresponde a una cuenca de antepaís con detritos retrabajados y transportados por cortas distancias a partir de la exhumación de sucesiones metamórficas y sedimentarias, en tanto que para Jezeq *et al.* (1985), Pankhurst y Rapela (1998) y Do Campo y Ribeiro Guevara (2005), el ambiente de depositación corresponde a un margen pasivo.

La deformación dominante, impresa durante la fase Tilcara, está caracterizada por pliegues tipo *chevron* con ángulos de interlimbos menores de 45° y longitudes de onda decimétricas que desarrollan clivaje de plano axial (Fig.17).

Cuando la sucesión de grauvacas y pelitas es manifiesta, el clivaje se difracta pasando de continuo en los niveles pelíticos a espaciado anastomosado



Figura 17. Pliegue tipo chevron en el Complejo Puncoviscana. Valle del río Toro. Salta.

en las grauvacas de poco espesor y difuso en los bancos más potentes. Con menos frecuencia, el Complejo Puncoviscana tiene deformaciones internas de crenulación con plegamiento del clivaje S1 y la presencia de planos de foliación de segunda generación S2. Este tipo de deformación fue observado en la sierra de Mojotoro, en las proximidades de la estación de peaje de ingreso a la ciudad de Salta.

El muy bajo grado metamórfico que muestran las rocas y el clivaje de plano axial, sugieren que su deformación se enmarca en el frente superior de clivaje ubicado en la corteza media, en el límite entre los niveles estructurales superior e inferior. En el ámbito de la Hoja Salta, los afloramientos están situados exclusivamente a lo largo de la Cordillera Oriental, en las serranías comprendidas entre el límite occidental de la hoja y la sierra de Mojotoro, que separa la Cordillera Oriental del Sistema de Santa Bárbara.

La presencia de rocas del basamento concentrada en la Cordillera Oriental obedece a la herencia de rasgos estructurales generados durante diferentes fases de deformación.

Los estudios estructurales realizados hasta el presente son escasos e insuficientes como para caracterizar las estructuras neoproterozoico-eopaleozicas en forma general; no obstante, Mon y Hongn (1987) señalaron que la orientación de los pliegues es variable en secciones relativamente cercanas dentro de la Cordillera Oriental. Estas variaciones de orientación en las estructuras constituyeron el argumento para proponer la existencia de dos fajas de rumbo N-S con diferentes evoluciones estructurales dentro del basamento. La faja oriental se caracteriza por pliegues con planos axiales verticales o volcados hacia el oeste, en tanto que la occidental tiene plegamientos más intensos volcados hacia el naciente. Según Mon y Hogn (1987), el contacto entre ambas fajas es tectónico, con la faja occidental cabalgada sobre la oriental. En el ámbito de la Hoja Salta este contacto no es visible ya que se encontraría soterrado por el relleno sedimentario del valle de Lerma. Los afloramientos de la sierra de Mojotoro corresponderían a la faja oriental y los que se encuentran al oeste del valle de Lerma a la faja occidental.

La posible existencia de diferentes unidades dentro del basamento de bajo grado es contradictoria con los resultados de estudios de proveniencia de circones detríticos, realizados por Adams *et al.* (2008), ya que no presentan evidencias de evolución diferenciada de cuencas. Las mediciones de ejes de pliegues obtenidas en este trabajo no muestran diferencias sustan-

ciales en ambas fajas, ya que en la quebrada del Toro y en el río Arias los ejes tienen buzamientos pronunciados al N y al S y en la sierra de Mojotoro las inclinaciones de los ejes se encuentran en el orden de 30° al NNE (N20° E) y al NE y SO.

Las etapas de deformación posteriores a la fase Tilcara sólo produjeron efectos rotacionales y traslacionales en el Complejo Puncoviscana.

3.2. CICLO FAMATINIANO

El Grupo Mesón está integrado por tres unidades sedimentarias de ambiente marino litoral que representan episodios transgresivo - regresivos (Turner, 1960). Las estructuras internas de los bancos arenosos, caracterizadas por estratificación cruzada sigmoidal con intercalaciones pelíticas, indican la influencia de mareas (Sánchez y Salfity, 1999; Moya, 1998).

Las interpretaciones realizadas por Turner (1960), Turner y Mon (1979) y Bahlburg y Hervé (1997), entre otros, coinciden en postular que el Grupo Mesón se depositó en un ambiente de plataforma epicontinental con tranquilidad tectónica, típica de márgenes pasivos.

Las sedimentitas del Grupo Mesón están separadas de las del Grupo Santa Victoria por la discordancia Irúyica, que se manifiesta a nivel regional por un importante cambio en los sistemas depositacionales y por la supresión, por erosión, de gran parte del Grupo Mesón.

La naturaleza de esta discordancia es materia de especulaciones, tales como la supresión parcial o total de la serie del Grupo Mesón por cambios eustáticos y climáticos (Moya, 2008) o por movimientos tectónicos. Esta última hipótesis se fundamenta en la presencia de pliegues en el Grupo Mesón, fuertemente erosionados antes de la depositación del Grupo Santa Victoria, observados en la quebrada del río Iruya (Russo y Barcat, 1978).

Fuera de las escasas y puntuales evidencias de deformación tangencial anteriores al depósito del Grupo Santa Victoria, el patrón regional de esta discordancia es de suave basculamiento y erosión del Grupo Mesón previo a la depositación paraconcordante o con ángulo muy bajo e imperceptible del Grupo Santa Victoria. Astini *et al.* (2008) postularon que la discordancia Irúyica representa la generación de un plegamiento de gran longitud de onda en el sustrato del Grupo Santa Victoria, como consecuencia de un cambio en el ángulo de subducción en el margen de Gondwana.

La continuidad de afloramientos de los grupos Mesón y Santa Victoria a lo largo de la sierra de Mojotoro permite identificar con excelente exposición la superficie erosiva de la discordancia Irúyica en el ámbito de la Hoja Salta. Así, mientras que en el norte de la sierra el Grupo Santa Victoria se dispone en paraconcordanca sobre la unidad superior del Grupo Mesón, representada por potentes bancos de cuarcitas de la Formación Chalhualmayoc, a la latitud de la ciudad de Salta el Grupo Santa Victoria se apoya sobre pelitas de la Formación Campanario y en el extremo sur de la sierra sobre cuarcitas de la Formación Lizoite, evidenciándose un nivel de erosión que, hacia el sur, eliminó cientos de metros de depósitos del Grupo Mesón.

El Grupo Santa Victoria incluye episodios de transgresión - regresión en ambientes deltaicos dominados por oleajes y de estuarios con influencia de mareas (Astini, 2008), que dieron como resultado una espesa sucesión alternante de areniscas y pelitas (Moya, 2008).

Las discontinuidades en el registro sedimentario de la cuenca ordovícica, observadas en la Cordillera Oriental, dieron lugar a interpretar la existencia de las fases tectónicas Tumbaya en el Tremadociano (Moya, 1997) y Guandacol y Los Colorados en el Arenigiano (Salfity *et al.*, 1984; Astini, 2003, respectivamente).

El cierre de la cuenca ordovícica como consecuencia del amalgamamiento del sudoeste de Gondwana, se expresa a nivel regional por una fase de deformación que plegó intensamente las rocas ordovícicas. Mon y Hongn (1987) y Hongn (1994) observaron que la mayor intensidad de deformación se concentró en una faja ubicada en el borde oriental de la Puna, donde el plegamiento acompañado de clivaje de plano axial produjo un acortamiento del 50%.

La edad de la deformación de las rocas ordovícicas forma parte de una discusión entre la importancia de la fase Oclóyica ocurrida a fines del Ordovícico y de la fase Cháñica en el Devónico tardío. Mientras que Mon y Hongn (1987) interpretaron que la deformación se produjo en el Caradociano, sobre la base de relaciones angulares entre las rocas ordovícicas y las silúricas en el salar del Rincón, Moya (1999) propuso que la fase Cháñica, de fines del Devónico, fue el principal evento de deformación de las rocas ordovícicas. Esta última hipótesis se basa en que, tanto en la Cordillera Oriental como en las Sierras Subandinas, las sedimentitas ordovícicas están separadas de las unidades paleozoicas suprayacentes por una discordancia regional que no tiene evidencias de deformación o bien ésta es de muy bajo ángulo.

Astini (2008) postuló que la tectónica Oclóyica se produjo a partir de un margen convergente local-

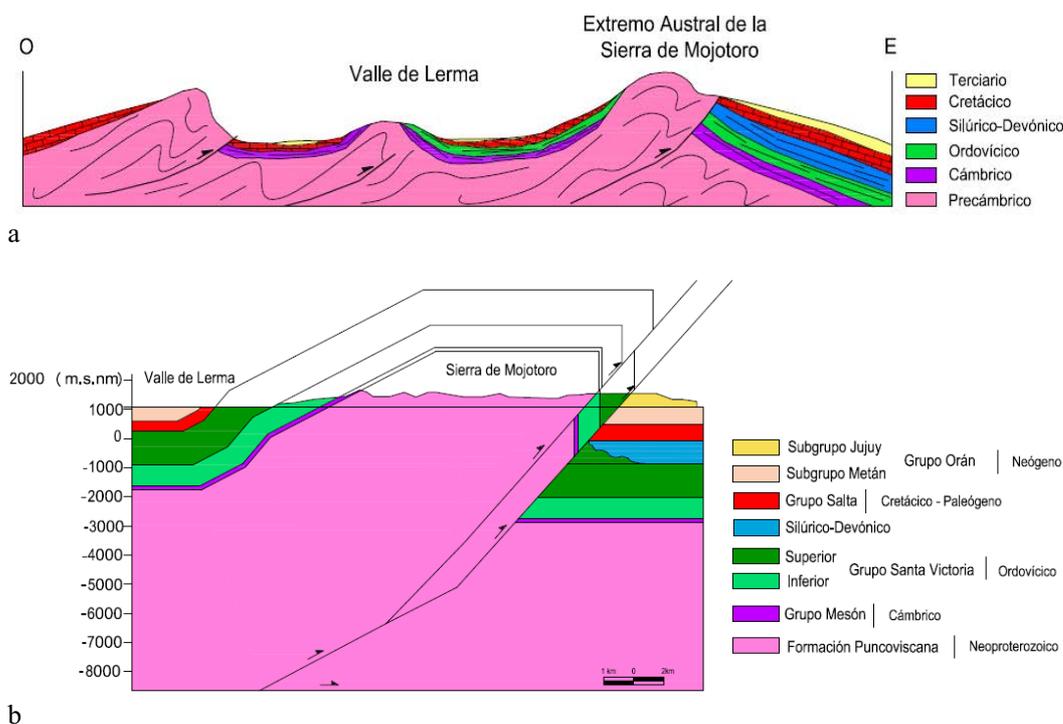


Figura 18 a. Esquema de la relación discordante del Subgrupo Balbuena sobre el basamento y distintas unidades paleozoicas, que reflejan una superficie precretácica heterogénea. b. Esquema estructural del cabalgamiento Mojotoro de origen preandino, exhumado y transportado durante la tectónica andina.

lizado al oeste de la Puna que no causó mayores efectos en la cuenca de antepaís situada en el ámbito de la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas.

Si bien son escasas las estructuras paleozoicas identificadas en el ámbito de la Hoja Salta, una de las evidencias de su existencia lo constituye el sustrato heterogéneo sobre el que se asientan los depósitos cretácicos. De oeste a este, los afloramientos del Subgrupo Balbuena son discordantes sobre el basamento en las sierras de Manzano y de Corralito, sobre el Grupo Mesón en la sierra de San Miguel de Cerrillos, sobre el Grupo Santa Victoria en la sierra de Mojotoro y sobre sedimentitas silúrico-devónicas en la sierra de Santa Bárbara (Fig. 18 a).

Claras relaciones de discordancias angulares del Subgrupo Balbuena con estratos ordovícicos fueron reconocidas por Chávez Manrique (1981) en el sur de la sierra de Mojotoro. Por su parte, durante la realización de este trabajo se observó una discordancia angular entre estratos devónicos y el Subgrupo Balbuena en la sierra de Puesto Viejo, ubicada en el noreste de la Hoja.

Desde el punto de vista regional, la sierra de Mojotoro constituye el límite occidental de los afloramientos silúrico - devónicos y forma parte del frente de deformación Oclóyico oriental (Turner y Méndez, 1975; Salfity, 1979) o frente Tacónico (Baldis *et al.*, 1976).

La estructura mayor que configura la sierra de Mojotoro consiste en un pliegue asimétrico con vergencia hacia el este, generado en el bloque colgante de un cabalgamiento que emerge en su flanco oriental. Según González (2011) y Seggiaro *et al.* (2014), este cabalgamiento fue generado en una fase tectónica preandina y posteriormente exhumado y transportado durante la tectónica andina (Fig. 18 b).

Las variaciones del sustrato pre-Cretácico también se exhiben con claridad en las serranías comprendidas entre el valle del río Toro y el valle de Lerma, donde afloramientos aislados de la Formación Yacoraite se apoyan en discordancia angular sobre el Grupo Santa Victoria en la margen izquierda del río Toro y sobre el Complejo Puncoviscana en la margen derecha (Figs. 19 y 20). En el angosto de El Gólgota se observó un afloramiento de



Figura 19. Discordancia entre la Complejo Puncoviscana y el subgrupo Balbuena (arriba). Falla entre Complejo Puncoviscana y sedimentitas neógenas (abajo). Quebrada de El Toro. Salta.



Figura 20. Zona de falla paleozoica entre Complejo Puncoviscana y sedimentitas del Grupo Santa Victoria. Quebrada de El Toro. Salta.

cuarcitas cámbricas intensamente brechadas, discordante sobre el Complejo Puncoviscana en la base y sobre el subgrupo Balbuena en el techo, que podría corresponder al relicto de una zona de falla precretácica (Fig. 21).

La exhumación de niveles menos profundos de oeste a este en el hiatus comprendido entre el Silúrico - Devónico y el Cretácico, constituye un argumento favorable para interpretar la estructuración de un sistema de cabalgamientos precretácicos con vergencia al este.

3.3. CICLO ÁNDICO

Durante el Cretácico se desarrolló en el noroeste argentino un *rift* intracratónico (Grier *et al.*, 1991) cuyas etapas evolutivas están representadas por las unidades que componen el Grupo Salta.

Los depósitos de *sinrift* que rellenaron las depresiones estructurales están conformados por psamitas y psefitas fluviales del Subgrupo Pirgua, que en forma restringida fueron acompañadas, en algunos sectores de la cuenca, por cuerpos intrusivos y emisiones de lavas basálticas alcalinas (Zappettini, 1989; Menegatti *et al.*, 1997; Viramonte *et al.*, 1999).

El Subgrupo Pirgua constituye la respuesta sedimentaria a la etapa mecánica del *rift* controlada por esfuerzos tensionales y la consecuente estructuración de fallas normales de alto ángulo. A nivel regional estos depósitos integran las subcuencas de Metán - Alemania - Tres Cruces- Lomas de Olmedo, limitadas por altos estructurales reconocidos por la presencia de depósitos de *postrift* apoyados directamente sobre el sustrato precretácico.

El sector correspondiente al Sistema de Santa Bárbara, que ocupa la franja oriental de la Hoja ubicada al este de las sierras de Mojotoro y de Zapla, constituyó parte de las subcuencas de Metán y Lomas de Olmedo durante la depositación del Subgrupo Pirgua.

La zona de borde de la cuenca de *sinrift* coincide aproximadamente con el actual límite occidental del Sistema de Santa Bárbara, donde se desarrollaron fallas normales escalonadas inclinadas al sureste.

Casi todo el ámbito que corresponde a la Cordillera Oriental y a las Sierras Subandinas dentro de la Hoja Salta es coincidente con un alto estructural denominado dorsal Salto - Jujeña (Vilela, 1965; Reyes, 1972), donde, salvo afloramientos muy escasos y de poco espesor, no se registran depósitos del Subgrupo Pirgua.

Durante la etapa de *postrift*, dominada por procesos de subsidencia regional debido al enfriamiento de la corteza, se produjo la ingresión marina que generó los depósitos del Subgrupo Balbuena. Estos sedimentos traslaparon los bordes de las fosas rellenas con el Subgrupo Pirgua en el Sistema de Santa Bárbara y se depositaron en discordancia sobre rocas precámbricas o paleozoicas.

El relleno de la cuenca durante el Terciario, desde el Eoceno medio hasta aproximadamente los 8,5 o 9,5 Ma, es consecuencia del desarrollo de una cuenca de antepaís en la que la preservación de los sedimentos está relacionada con la flexión cortical, el ascenso relativo del nivel de base y la velocidad de erosión y transporte (Flemings y Jordan, 1990).

A partir del Eoceno medio (Hernández *et al.*, 1999; del Papa *et al.*, 2004; Payrola Bosio *et al.*,



Figura 21. Falla paleozoica entre la Complejo Puncoviscana y cuarcitas del Grupo Mesón sellada por el Subgrupo Balbuena. El Subgrupo Balbuena infrayace en discordancia angular a las sedimentitas neógenas. El Gólgota. Quebrada de El Toro. Salta.

2009) se produjeron los depósitos de las formaciones Lumbrera y Casa Grande, correspondientes a ciclos distales de la cuenca de antepaís. Estas unidades están distribuidas en todo el ámbito de la Hoja Salta, tanto en la base de los depósitos intramontanos neógenos de la fosa del Toro como en la franja oriental.

La propagación del frente orogénico andino hacia el antepaís se produjo mediante una faja plegada que migró desde la Puna hasta que los cabalgamientos alcanzaron el Sistema de Santa Bárbara en el Mioceno superior- Plioceno inferior (Carrera *et al.*, 2006; Carrapa *et al.*, 2011).

Los depósitos coetáneos con la estructuración y el avance hacia el este de la faja plegada y fallada, están representados por los ciclos fluviales grano y estratocrecientes del Grupo Orán, que indican áreas de aporte cada vez más cercanas (Fig. 22).

El análisis de los depósitos del Subgrupo Metán pone en evidencia la migración de los depocentros hacia el este, como consecuencia de la movilidad de los frentes de corrimientos. Los depósitos gruesos proximales tienen un corto período de preservación ya que son incorporados rápidamente a los cabalgamientos mientras se forma otro depocentro en posición más externa (Galli, 1995; Galli *et al.*, 1996).

Desde el inicio de la cuenca de antepaís hasta el Mioceno superior, Galli *et al.* (1996) y Hernández *et al.* (1999) interpretaron la existencia de dos intervalos tectónicos: el primero con depósitos arenosos de la Formación Río Seco y depósitos finos de *playa lake* de la Formación Anta en la zona distal de la cuenca y el segundo con un aumento considerable en la tasa de sedimentación y la progradación

hacia el centro de cuenca de depósitos arenosos de flujos efímeros de la Formación Quebrada Jesús María.

El fin del ciclo sedimentario del Subgrupo Metán está representado por una discordancia que trunca progresivamente sedimentos más antiguos hacia el oeste (Starck y Vergani, 1996).

A partir del Mioceno superior se inició una nueva etapa en la evolución del sistema de cuencas de antepaís con la depositación sintectónica de las formaciones Río Guanaco y Piquete (Vergani y Starck, 1989).

La Formación Río Guanaco (Mioceno superior – Plioceno inferior), representada por conglomerados grises que alternan con wackes, se depositó con una relación transicional sobre la Formación Quebrada Jesús María y en discordancia sobre otras unidades del sustrato (Starck y Vergani, 1996). Esta unidad corresponde a un sistema de drenaje en valles longitudinales norte-sur, paralelos al frente orogénico, con desarrollo de grandes planicies de inundación y aportes transversales menores.

Durante el Plioceno superior se produjo la estructuración de cuencas intermontanas dando lugar al desarrollo de los valles de Lerma y Sianca. La Formación Piquete representa la unidad sintectónica de esta etapa, con importantes variaciones de facies desde el borde occidental del valle de Lerma hacia el este y con discordancias internas que reflejan un ambiente de elevada movilidad tectónica (Starck y Vergani, 1996; Carrera *et al.*, 2006; Carrapa *et al.*, 2011).

El Grupo Orán está restringido a la franja oriental de la Hoja y separado por la sierra de Castilla de



Figura 22. Secuencia de areniscas rojas de la Formación Anta (derecha) en contacto por falla con la Formación Quebrada Jesús María (izquierda). Río San Alejo. Salta.

la cuenca intramontana que tuvo un desarrollo contemporáneo e independiente en la fosa del Toro.

Los cabalgamientos generados durante la tectónica andina en la Cordillera Oriental y en el Sistema de Santa Bárbara estuvieron parcialmente controlados por la orientación de fallas paleozoicas y cretácicas.

En el Sistema de Santa Bárbara, las fallas normales cretácicas con rumbos variables se reactivaron sobre rampas laterales frontales u oblicuas, formando, en muchos casos, estructuras transversales al rumbo andino regional.

Entre los pliegues que integran el Sistema de Santa Bárbara se encuentra el braquianticlinal de la sierra del Gallo, integrado en el núcleo por rocas paleozoicas sobre las que se apoyan en discordancia los depósitos del Subgrupo Balbuena. Una falla de rumbo norte-sur localizada en el flanco oriental del pliegue, aquí denominada falla Unchimé, pone en contacto rocas paleozoicas con el Subgrupo Pírgua, integrado por conglomerados con abundantes rodados de basaltos. Sobre la base de la distribución de los depósitos de *sinrift* situados inmediatamente al este de la falla y ausentes al oeste, se interpreta que el pliegue del Gallo se produjo a partir de la inversión de una falla normal del borde del *rift* que cortó el bloque yacente formando un cabalgamiento de atajo con vergencia hacia el oeste.

Al este de la falla Unchimé se desarrolló un pliegue de gran escala cortado por fallas de rumbos oblicuos que llamaremos anticlinorio El Rey, localizado en la sierra que limita el Parque El Rey por el oeste. En la zona de charnela del anticlinorio se distribuye una familia de pliegues menores apretados y fallados, producidos por fallas con despegues en los depósitos de *sinrift* que acomodaron el acortamiento entre el sinclinal del parque El Rey y la falla Unchimé.

El anticlinorio El Rey fue generado por la inversión de la falla Unchimé, como un pliegue de tipo arpón o cabeza de flecha con la vergencia hacia el oeste. Al norte de la sierra del Gallo el sistema de Santa Bárbara continúa en la sierra de Maíz Gordo y en los cerros de la Cresta del Gallo, cuyas laderas occidentales están limitadas por superficies de cabalgamientos vergentes al este. Como en el caso anterior, los anticlinales que conforman estas sierras están signados por la inversión tectónica.

La franja de Cordillera Oriental abarcada por la Hoja Salta está caracterizada estructuralmente por la presencia de cabalgamientos con vergencias opuestas que involucran el basamento.

La superficie ocupada por la Cordillera Oriental se comportó a lo largo de su historia geológica como un alto estructural, subaéreo en la cuenca ordovícica, denominado umbral de Lipán (Moya y Monteros, 1999) y también durante el *rift* cretácico, constituyendo la dorsal Salto- Jujeña, en la que están ausentes los depósitos de *sinrift* del Subgrupo Pírgua y sólo se depositaron las secuencias de *postrift*. La paleotopografía elevada dejó el basamento a poca profundidad, de manera que durante la orogenia Andina su exhumación se produjo por medio de cabalgamientos y pliegues con poco rechazo.

Los cabalgamientos que presentan los mayores desplazamientos corresponden a los de Corralito y Castellanos, vergentes al este. Ambos constituyen el límite occidental del valle de Lerma y ponen en contacto rocas del basamento y paleozoicas con depósitos neógenos. Desde el cabalgamiento de Castellanos hasta la fosa del Toro, ubicada al oeste, se desarrolló un sistema imbricado de láminas con desplazamientos hacia el oeste.

Entre las localidades de Ingeniero Mauri y Campo Quijano, la quebrada del Toro se encajona a lo largo de una falla transcurrente sinistral que forma parte de un rasgo regional conocido como lineamiento Calama-Olacapato-Toro (COT) o como lineamiento del Toro a escala local. En este tramo, la falla del Toro, de rumbo NO-SE, absorbió los desplazamientos de los cabalgamientos del bloque noroeste, vergentes al oeste y los de los cabalgamientos Los Colorados, Manzano y Corralito del bloque suroeste, vergentes al este. El desplazamiento diferencial de los bloques ubicados al norte y al sur del lineamiento del Toro dio como resultado una falla de transferencia que podría explicar el origen de la cinemática transcurrente sinistral obtenida en los estudios estructurales realizados por Marrett y Strecker (2000) y Hongn *et al.* (2001).

La fosa del Toro habría comenzado a estructurarse como cuenca intramontana a partir del Mioceno medio, con movimientos transcurrentes sinistral que condicionaron el emplazamiento de la Monzodiorita Las Burras, de forma elíptica elongada en dirección NE-SO (Hongn *et al.*, 2002), y del intrusivo Pancho Arias.

En el contexto dominado por esfuerzos transcurrentes, el magmatismo que dio origen al Complejo Volcánico y Volcanoclástico Diego de Almagro habría ascendido favorecido por esfuerzos tensionales, mientras que las fallas que elevaron las sierras San Bernardo y Parcha se generaron a partir de esfuerzos contraccionales (Marret y Strecker, 2000).

Estas sierras delimitaron la depresión del Toro y constituyeron las fuentes de aporte de la Formación Agujas, de los depósitos volcanoclásticos del Complejo Volcánico y Volcanoclástico Diego de Almagro y de la Formación Alfarcito. Durante el Plioceno-Pleistoceno, la deformación se propagó hasta después de los 0,98 Ma (Marret y Strecker, 2000) hacia el interior de la fosa, generando pliegues y fallas oblicuas al rumbo andino. En distintas localidades de la quebrada del Toro, en las secuencias neógenas se registran geometrías de estratos de crecimiento como evidencia de sincronidad con movimientos tectónicos (Fig. 23).

La vigencia de la deformación andina en la región se refleja en los cabalgamientos que involucran abanicos aluviales cuaternarios en las lomas de Medeiro y de Carvajal, ubicadas dentro del valle de Lerma (García *et al.*, 2013 a y b). Las estructuras neotectónicas y la actividad sísmica del valle de Lerma, con hipocentro registrado a 27 km de profundidad para el sismo de magnitud 6,2 del año 2010 (García *et al.*, 2011), estarían relacionadas con superficies de despegues basales de cabalgamientos mayores, como los de Mojotoro vergente al este y Lesser vergente al oeste (González, 2011; García *et al.*, 2013 a y b)

Las terrazas aluviales de las lomas de Medeiro forman un anticlinal asimétrico con vergencia al este, interpretado como un pliegue de propagación por García *et al.* (2013 a).

A lo largo de las lomas de Carbajal hay fallas que cortan la Formación Piquete y pliegues cuater-

narios dispuestos en echelon con rumbo N-S y longitudes de onda de menos de 1 km (García *et al.*, 2013 b). Otras fallas cuaternarias se registran en el sector oriental de la cuenca del Toro.

4. GEOMORFOLOGÍA

El área abarcada por la Hoja Salta tiene un relieve accidentado, caracterizado por cordones de rumbo aproximadamente norte-sur, con alturas crecientes hacia el poniente, separados por valles profundos. Una importante depresión ocupa el sector centro oriental, donde están asentadas la ciudad de San Salvador de Jujuy e importantes centros poblados, tanto de la provincia de Jujuy como de Salta; otra de menor superficie está situada en el tramo suroccidental y constituye el valle de Lerma, donde se halla la ciudad de Salta y otras localidades, en tanto que la tercera, de menores dimensiones, se ubica en el sector noroccidental. En estas depresiones es donde se desarrollan las mayores actividades agrícola- ganaderas, asistidas por redes de riego.

Es posible subdividir el área abarcada por la hoja en sectores con características geomorfológicas propias (Fig. 24). De esta manera se diferenciaron tres bloques de montaña ubicados al este, centro norte y oeste de la hoja, un bloque centro oriental adosado a los anteriores con serranías y lomadas suaves y de poca altura, una amplia depresión en forma de V que ocupa parcialmente el sector central y rodea el blo-



Figura 23. Falla entre la Complejo Puncoviscana y sedimentitas neógenas. La secuencia neógena muestra estratos de crecimiento sin tectónicos con variaciones angulares.

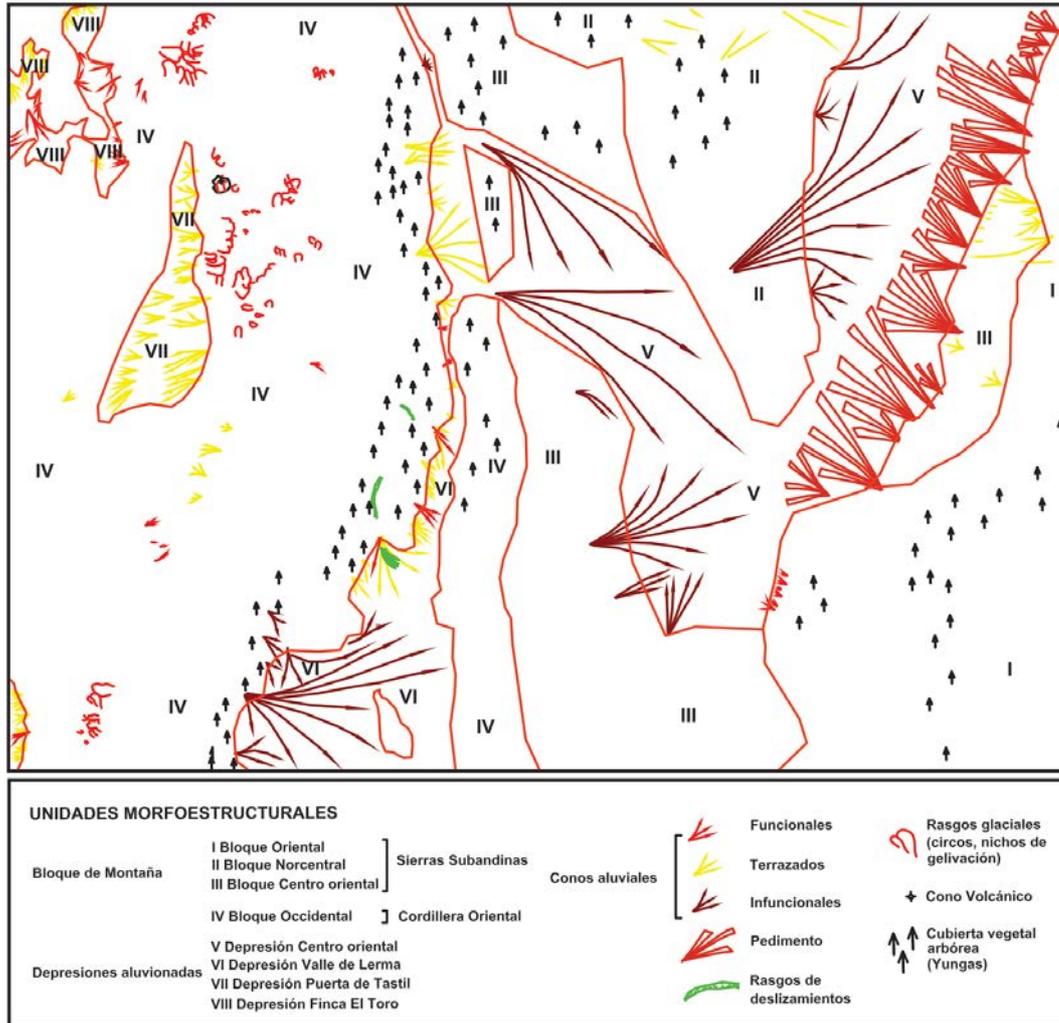


Figura 24. Esquema geomorfológico.

que norcentral, una depresión angosta y elongada, de rumbo aproximado norte-sur, ubicada en el sector oriental del bloque occidental y, también en este bloque, una depresión de menor superficie que la anterior, situada en el sector noroccidental.

4.1. OROGRAFÍA

I. Bloque oriental

La mayor altura de este sector se encuentra en la sierra de Santa Bárbara, en la porción nororiental del área estudiada, con 2586 m s.n.m. Constituye un accidente de orientación aproximada norte-sur, de muy escasa superficie dentro del dominio de la Hoja, con el flanco occidental empinado y profundamente disecado por una serie de arroyos de rumbo O-E que lo avenan hacia la depresión central, hacia el valle del colector principal del sector, el río Lavayén-San Francisco.

Hacia el sureste se encuentra un nuevo cordón de rumbo semejante, constituido por una estructura

anticlinal asimétrica, fallada hacia el oeste, con el flanco oriental constituido por las calizas de la Formación Yacoraite que, por tener una mayor resistencia a la erosión, se manifiestan como un filo angosto conocido como loma Pelada, con una altura de 1.794 m s.n.m en el cerro Cibinguiloso en el tramo norte, y de 2.241 m s.n.m. en el cerro Santa Bárbara, en el tramo sur. Este sector está avenado hacia el oeste por el arroyo Colorado, que fluye por un valle profundo hacia el colector principal, el río Lavayén.

Aproximadamente en el tercio suroriental de la Hoja hay un cordón que comienza con rumbo NE-SO para culminar con una inflexión hacia el sur. Constituye un conspicuo filo coronado por las calizas de la Formación Yacoraite, denominado cerros de la Cresta del Gallo, con una altura promedio cercana a los 2.000 m s.n.m. y que llega a 2.327 m s.n.m. en el cerro Bayo; continúa hacia el sur conformando la sierra González, estructura anticlinal fallada al oeste, con el flanco oriental constituido

por calizas configurando un filo angosto con una altura, en el Alto Talar, de 1.915 m s.n.m. Este importante accidente constituye la divisoria de aguas entre las cuencas que avenan hacia el este y sureste y las que lo hacen al oeste y suroeste; por su orientación y altura constituye una barrera orográfica importante, produciendo un notable incremento de las precipitaciones hacia el naciente, con el consecuente desarrollo de una cubierta vegetal arbórea densa que contribuye a morigerar el accionar de los procesos erosivos.

En este mismo sector y hacia el este se halla el extremo sur de la sierra del Piquete, estructura braquianticlinial buzante hacia el sur, de rumbo marcadamente S-SE, con una altura máxima de 1.601 metros.

Hacia el oeste de los cerros de la Cresta del Gallo las alturas decrecen y se observan estructuras anticlinales falladas al oeste cuyos flancos, desarrollados en calizas, constituyen filos de rumbo aproximado norte- sur, como los altos del Cerro y de la Peña, con alturas que superan los 1.600 metros.

Hacia el oeste se encuentra la sierra del Gallo, estructura braquianticlinial doblemente buzante que constituye un cordón de rumbo casi N-S, con una altura máxima de 1.997 m, con el flanco occidental profundamente incidido por los arroyos que lo avenan hacia el río Lavayén, colector principal ubicado al oeste.

II. Bloque norcentral

La mayor altura de este sector se encuentra en el cerro Labrado, ubicado en el centro norte del área, con 2.509 m s.n.m. prolongándose hacia el sureste en la sierra de Zapla y su continuación sur, la de Puesto Viejo, con alturas en paulatino descenso: 2.340 m en el cerro Centinela, 2.133 m en el cerro Zapla, 1.479 m en el cerro Carahunco y 1.011 m en Puesto Viejo.

Constituye un accidente conspicuo que corresponde a una amplia y compleja estructura anticlinial asimétrica que conforma un cordón de ancho variable debido a los repliegues, de rumbo aproximado norte- sur. Por su orientación y altura se comporta como una importante barrera orográfica con desarrollo, especialmente en el flanco oriental, de una densa cubierta vegetal arbórea que, combinada con un sotobosque abundante en arbustos, forma una protección efectiva contra los procesos erosivos.

Se encuentra avenado por una serie de ríos y arroyos que fluyen tanto hacia el este como al oeste

hacia el río Grande, colector principal del sector que efectúa una amplia curva para sortear este cordón en el tramo medio, ubicada hacia el sur. El río de las Capillas –Negro es el colector norte y cruza la estructura por este sector para desembocar en el río San Francisco.

III. Bloque centro oriental

Adosado a los flancos occidental del Bloque oriental, oriental del Bloque occidental y occidental del Bloque nororiental, se dispone esta subunidad constituida por serranías y lomadas suaves de rumbo casi N-S y que forma parte del Sistema Subandino.

En la zona central y sur hay un paisaje de lomadas suaves, de poca elevación, integrado por cordones estrechos, de arrumbamiento general aproximadamente N-S, tal como las Cumbres del Guaguayaco, ubicadas en el extremo sur de la Hoja.

La mayor altura se encuentra en el cerro Alto del Duraznal, con aproximadamente 2.100 m, ubicado hacia el noreste de la ciudad de San Salvador de Jujuy. Otros puntos con altura prominente son los cerros Morro de los Matos de 1.491 m, La Despensa, con 1.230 m, Alto El Tunillar de 1.402 m y el Alto del Tunalito, ubicado al noreste de la ciudad de San Salvador de Jujuy, con 1.804 m sobre el nivel del mar.

Está drenado por una serie de arroyos con cauces profundos y excepto un pequeño sector cuyas nacientes forman parte de la cuenca del río Juramento, el resto del área de esta unidad forma parte de la cuenca del río Bermejo a través de los ríos Grande y Mojotoro- Lavayén.

IV. Bloque occidental

Ocupa el tercio occidental de la Hoja y es la subunidad de mayor superficie. La altura media se incrementa en forma manifiesta hacia el oeste, con las alturas máximas de 5.869 m en el Nevado de Chañi (Fig. 25) y 5.517 m en el cerro Purma.

El relieve está formado por un conjunto de cordones de orientación casi N-S, generalmente delimitados por fallas y separados por valles estrechos y profundos. De esta manera, al naciente se encuentra un cordón que se extiende desde el límite inferior de la Hoja hasta el cauce del río Perico, con alturas máximas variables entre 1.700 m en el sector sur y central, en el cerro Alto del Nogalito, y 1.912 m en el cerro Cochucal, en el sector norte del cordón; limita la depresión del valle de Lerma por el naciente; el flanco occidental es empinado, con pen-



Figura 25. Nevado de Chañi. Provincia de Jujuy.

diente elevada y cursos que fluyen hacia el colector del valle de Lerma, perteneciente a la cuenca del río Juramento en el tramo ubicado al sur de la ciudad de Salta; en el tramo medio este flanco avana a través de los ríos La Caldera y Mojotoro hacia la cuenca del río Bermejo y en el tramo norte hacia el río Grande, por medio de los ríos de los Sauces y Perico.

El flanco oriental tiene pendiente más suave, con arroyos de cauces profundos que drenan hacia el este hacia la cuenca del río Mojotoro-Lavayén, el primero es el único curso que lo corta en forma completa y que, por erosión retrocedente, se desplazó hacia el oeste y capturó la cuenca del río La Caldera que con anterioridad continuaba hacia el sur.

Inmediatamente al oeste se encuentra la depresión del valle de Lerma, de rumbo aproximado N-S, con un ancho en el extremo sur de unos 30 km que se reduce hacia el norte a 9,5 km a la latitud de la ciudad de Salta y en su culminación norte de unos 2,6 km; los colectores principales son el río La Caldera, que con rumbo sur avana el sector norte hacia el río Mojotoro de la cuenca del río Bermejo y el río Arias en el tramo sur, que con el mismo rumbo forma parte de la cuenca del río Juramento. Es asiento de la ciudad de Salta y de importantes localidades como Rosario de Lerma, La Merced, Campo Quijano, Cerrillos, San Lorenzo, Vaqueros y La Caldera y da soporte a una importante actividad agropecuaria.

Hacia el sur de la localidad de Cerrillos hay un cordón montañoso de dirección casi N-S, de unos 3,5 km de ancho y 10,5 km de longitud denominado cerros San Miguel, que se levanta en medio de la depresión con un desnivel respecto al piso del valle de aproximadamente 150 m en el punto más alto.

Hacia el norte y oeste de la ciudad de Salta se hallan una serie de cordones montañosos de rumbo aproximadamente N-S, cuyas alturas crecen hacia el norte y oeste; el más oriental forma el límite oeste de la depresión del valle de Lerma en el sector sur, desde el río Perico hacia el norte delimita la depresión central y, desde la ciudad de Jujuy hacia el norte, constituye el borde occidental de la quebrada de Humahuaca, es innominado y las elevaciones más conspicuas son, en el sector sur, el cerro Vaqueros de 1.848 m, los cerros Alto los Sauces y Cochucal de 1.994 m y 1.912 m respectivamente en el sector central y los cerros Morro Bola de 2.937 m, El Paño con 2.197m, Alto Pajonal de 2.346 m y Morro del Alisar de 2.589 m en el sector norte.

Este cordón está profundamente disectado por los ríos que lo drenan hacia el E, hacia los colectores principales, el río Grande en el tramo norte de la Hoja, el río Mojotoro – Lavayén en el sector central y el río Arias en el S, afluente este último del río Juramento.

Hacia el oeste se dispone con rumbo subparalelo al anterior el cordón montañoso con las mayores alturas de la Hoja; se extiende desde la quebrada del Toro al S, hasta Alto Lozano en el extremo N. Es un cordón profundamente disectado y dividido en unidades menores. Al norte forma la sierra de Chañi y las alturas más significativas, de sur a norte, son los cerros Grande de 3.617 m, Mancai con 3.418 m y Negro de 5.028 m, el Nevado General Güemes de 5.565 m, los cerros Portezuelo con 5.417 m y Purma con 5.517 m, el Nevado de Chañi de 5.896 m (Fig. 25) y el Alto Lozano de 5.571 m; en este sector de mayores alturas hay numerosos circos glaciarios y morenas, como también rasgos de enormes deslizamientos rotacionales; el cerro Purma

es un cono volcánico emplazado en las sedimentitas atribuidas al Paleozoico inferior y también muestra signos de glaciación. Hacia el este se observa una delgada franja de picos alineados que apenas sobrepasan los 5.000 m, de coloración oscura, donde es notoria la actividad periglacial. Constituye la divisoria de aguas entre la red que avena el flanco oriental del cordón hacia el este, al colector principal del tramo norte, el río Grande de Jujuy, a través de cursos con cauces profundamente cortados como los ríos León, Lozano, Yala, Reyes y Cerro Negro; al colector principal del tramo central, los ríos La Caldera - Mojotoro a través de los ríos Potrero Castillo, Huayco Hondo y Castellanos, ambos de la cuenca del río Bermejo, y los del tramo sur que forman parte de la cuenca del río Juramento, con el río Arias como colector principal a través de los ríos de las quebradas de la Cuesta Grande y Usuri, de rumbo casi N-S.

Hacia el oeste y hasta la quebrada del Toro hay un importante cordón de rumbo aproximado N-S integrado, de sur a norte, por el cerro Grande con 3.617 m, los cerros de Pascha con unos 3.600 m, la sierra de las Burras con alturas que superan los 4.000 m y el cerro Tres Mojones de 4.678 m; en el sector central de este cordón se encuentra la depresión donde se ubica la estación Puerta de Tastil y el paraje San Bernardo de las Zorras; tiene rumbo casi N-S, con una longitud aproximada de 42 km y un ancho variable entre 11 km en el sur y unos 4 km en el norte, con importantes abanicos aluviales provenientes del este. Un tramo del cauce del río Rosario (El Toro) se emplaza en esta depresión. Este accidente está avenado por una serie de ríos y arroyos cortos y profundamente incididos que fluyen hacia el colector principal que atraviesa completamente la Hoja desde el extremo N, a través del arroyo Tres Cruces y luego del río Rosario, este importante curso tiene un valle profundo conocido como quebrada del Toro, la principal vía de acceso hacia la Puna por medio de la ruta nacional 51 y, parcialmente, por el ramal ferroviario C14. Es integrante de la cuenca del río Juramento, al que llega a través del río Arias. Su caudal es aprovechado para riego mediante una red que consta de un dique derivador ubicado hacia el oeste de la localidad de Campo Quijano en la zona de río Blanco, del dique fuera de cauce Las Lomitas, próximo a Campo Quijano, y de un importante sistema de canales que dan sustento a la actividad agropecuaria que se desarrolla en el valle de Lerma.

Hacia el oeste del colector principal, el arroyo Tres Cruces – río Rosario, se encuentra un impor-

tante cordón de rumbo casi N-S que atraviesa toda la Hoja, con un ancho que paulatinamente aumenta hacia el sur. Está constituido, de sur a norte, por las Cumbres de Zamaca, con altura de 5.038 m, los cerros Bayo y Ciénaga Redonda, de 4.238 m y 4.303 m, respectivamente, la sierra del Chorro y los cerros Mollar, de 4.122 m, Morro Redondo de 3.714 m, Pabellón Coronado de 4.066 m, Las Burras de 4.306 m, Hormiguero de 4.208 m, Crestón de 4.402 m y del Cencerro con 3.552 metros. En el tramo sur hasta la quebrada de Tastil es un cordón complejo, con varias unidades menores paralelas delimitadas por fallas que produjeron el ascenso diferencial y la fragmentación del cordón principal. Hacia el norte de la quebrada citada cambia a una unidad más homogénea, observándose en el extremo norte la depresión donde se halla la finca El Toro, con importantes conos aluviales, tanto activos como afuncionales y terrazados; en esta depresión se encuentran los cauces de los arroyos Tres Cruces y Punta Ciénaga, cuya confluencia da nacimiento al río Rosario. Está profundamente disectado por valles profundos y encajonados de cursos que fluyen desde el oeste, desde fuera de los límites de la Hoja hacia el colector principal; los más importantes son las quebradas de Capillas, de Tastil y los arroyos Lagunillas y Punta Ciénaga, todos integrantes de la cuenca del río Juramento a través del colector principal del sector, el arroyo Tres Cruces – río Rosario; en el extremo suroeste de la Hoja este cordón es divisoria de aguas y una pequeña parte de la cuenca es afluente izquierdo del río Calchaquí, con el que confluye a la latitud de la localidad de Payogasta.

En el tramo S, en el faldeo oriental de las Cumbres de Zamaca y hasta la quebrada de Las Capillas, se observan rasgos glaciares y de deslizamientos rotacionales de envergadura, correspondientes a una zona periglacial.

V. Depresión centro oriental

La depresión centro oriental rodea el bloque montañoso norcentral, con una altura máxima que apenas supera los 1.100 m y una mínima de unos 450 m. En esta amplia depresión fluyen los colectores principales de la cuenca del río Bermejo, los ríos Grande, Perico, Mojotoro y Lavayén – San Francisco y los arroyos de la Quesera y El Chamental; se asientan importantes centros poblados, tales como la ciudad de San Salvador de Jujuy y las localidades de Palpalá, El Carmen, Perico, La Mendieta, San Pedro de Jujuy y Chalicán en la provincia de Jujuy y General Güemes, El Bordo, Campo Santo y Cobos

en la provincia de Salta; favorecida por el relieve y el desarrollo de redes de riego, da sustento a la zona más amplia para actividad agropecuaria dentro de los límites de la Hoja.

4.2. HIDROGRAFÍA

La red hidrográfica del área pertenece en su mayor parte a la cuenca del río Bermejo; el sector suroccidental a la cuenca del río Pasaje o Juramento, el extremo suroriental a la cuenca del río Seco Hondo del Valle, una muy pequeña porción, ubicada en el extremo suroccidental de la Hoja avana hacia la cuenca del río Calchaquí y otro, también pequeño, ubicado en el extremo noroccidental, lo hace hacia las Salinas Grandes.

Cuenca del río Bermejo y otras menores

Tiene dentro de la Hoja una superficie de 10.862 km²; el colector principal de los tramos noroccidental y central es el río Grande, que fluye de norte a sur a través de la quebrada de Humahuaca, donde recibe los ríos León, Lozano, Yala y Reyes, con cuencas cuyas superficies son de 373 km² (sólo dentro de los límites de la Hoja), 49,28 km², 93 km² y 449 km², respectivamente, provenientes todos del oeste, del cordón que forma la sierra de Chañi. Todos tienen caudal permanente y carácter torrencial, una elevada pendiente media, gran capacidad de transporte de sedimentos y el cauce profundamente incidido. Sobre el río Grande y pocos metros aguas abajo de la desembocadura del río Yala se encuentra el dique Los Molinos, que deriva los caudales hacia el sistema de riego de los diques La Ciénaga y Las Maderas. Esta obra, de unos 5 m de altura, como consecuencia de la gran cantidad de sedimentos que transportan ambos ríos fue rápidamente colmatada, generándose un salto de unos 5 m con erosión en la base que requiere permanente mantenimiento. A la latitud de la ciudad de San Salvador de Jujuy recibe los aportes del río Chico, que atraviesa la ciudad y, a partir de la confluencia de este último toma un rumbo marcadamente sureste; hacia el sur de la localidad de Palpalá recibe los ríos Los Alisos y Perico, ambos afluentes derechos con cuencas de 182 km² y 784 km² respectivamente, desarrolladas en el faldeo oriental del cordón montañoso, con caudal permanente y gran capacidad de transporte de sedimentos; en el primero de los ríos mencionados se encuentra el dique homónimo que también forma parte del sistema de riego de los diques La Ciénaga y Las Maderas. Después de la confluencia con el

río Perico describe una amplia curva para atravesar la sierra de Zapla y tomar rumbo hacia el noreste, donde recibe por la derecha al río Lavayén y dar nacimiento así al río San Francisco que, con rumbo marcadamente sursuroeste-noreste, es afluente derecho del río Bermejo fuera de los límites de la Hoja y colector principal de los arroyos que drenan el flanco occidental de la sierra de Santa Bárbara y el flanco oriental de la sierra de Zapla, y del río Negro, cuya cuenca se ubica en el extremo norcentral del área y cuyo cauce atraviesa la mencionada sierra.

El río Grande ha edificado dos grandes conos aluviales, hoy inactivos, uno a la salida de la quebrada de Humahuaca, hacia el sur de la ciudad de San Salvador de Jujuy y otro ubicado hacia el este, una vez traspuesta la sierra de Zapla; en ambos conos hay importantes áreas de cultivos asistidos por riego.

El último curso que atraviesa el cordón montañoso oriental del bloque occidental y que avana el flanco oriental del mencionado bloque es el río Mojotoro, cuya cuenca, de 1.013 km² (hasta el puente sobre la ruta nacional 9/34), tiene sus nacientes en el faldeo oriental del cordón ubicado al sur del cerro Purma; es de caudal permanente y de carácter torrencial, con un cauce muy profundo y de elevada pendiente y gran capacidad de transporte.

En la subcuenca del río La Caldera, en el paraje conocido como El Angosto de Arrieta, se encuentra el dique fuera de cauce Campo Alegre; tiene una capacidad de 40 hm³ y es alimentado a partir de los caudales provenientes de los arroyos San Alejo y Santa Rufina, los que son tomados mediante un derivador de unos 4,5 m de altura que elevó el nivel del cauce aguas arriba con un salto que ha desarrollado erosión en la base de la obra, por lo que requiere un mantenimiento permanente. Una vez traspuesta la ruta nacional 9/34 y las vías del ferrocarril, el cauce toma un marcado rumbo noreste recibiendo por su margen derecha el río de las Pavas, cuya confluencia da nacimiento al río Lavayén, de definido rumbo noreste, colector principal de los cursos que desaguan los flancos oeste de la sierra del Gallo y de los cerros de la Cresta del Gallo (arroyos Yaquiasmé y San Juan de Dios, entre otros), de la Loma Pelada (arroyo del Medio) y de la sierra de Santa Bárbara (arroyo Colorado). Por el sur, confluyen en el río Mojotoro por su margen derecha los cursos que avenan el flanco oriental del bloque montañoso occidental, tales como los arroyos El Chemical y de la Laguna.

En la cuenca del río Mojotoro hubo importantes modificaciones por capturas; la primera y más importante se produjo con la captura del río La Caldera por el río Mojotoro a través de un proceso de erosión retrocedente que cortó el cordón montañoso y desvió el cauce del primero hacia el este; esta importante modificación de la escorrentía produjo posteriormente la captura, por parte del río La Caldera, del río Huaico Hondo, que fluía originalmente hacia el sur a través del actual cauce del río Lesser, que quedó dimensionado en más. Estas dos capturas generaron el desvío del río Castellanos, de rumbo sur, hacia el cauce del río Mojotoro y el abandono de un importante cono aluvial donde se observan las cicatrices de erosión que produjo el curso en sus sucesivos cambios de rumbo. Por último, hacia el noroeste del dique Campo Alegre se observa la captura del arroyo San Alejo por parte del arroyo Santa Rufina, quedando parte del cauce del primero dimensionado en más.

El faldeo occidental del Nevado de Chañi y del cerro Alto Lozano, ubicados en el extremo noroccidental de la Hoja, forman parte de la cuenca de las Salinas Grandes.

El extremo suroccidental de la Hoja avana hacia el río Calchaquí a través del río Blanco, que desagua el flanco occidental de las Cumbres de Zamaca y el cerro Blanco; esta subcuenca tiene, dentro de los límites del área estudiada, una superficie de 181,4 km².

Cuenca del río Juramento

El extremo occidental de la Hoja forma parte de la cuenca del río Juramento; tiene una superficie de 4.410 km² y el colector principal es el río Rosario, de marcado rumbo sursureste, que nace de la confluencia de los arroyos Tres Cruces y Punta Ciénaga y avana, a través de numerosos arroyos innominados, el flanco occidental de la sierra de Chañi y su prolongación sur, el cordón que contiene los cerros Purma, Portezuelo, Barro Negro, Nevado General Güemes, Alto del Pozo, Chapeau, Mancai y Grande; por la margen derecha confluyen numerosos cursos cuyas nacientes están fuera de la Hoja, como los arroyos Lagunillas, Quebrada de Tastil, Quebrada de Capillas y muchos otros innominados. Está profundamente encauzado, es de caudal permanente, aunque con una merma importante durante el invierno, y tiene una pendiente elevada, lo que le confiere las características de un verdadero torrente con gran capacidad de transporte de sedimentos; fuera del área de la Hoja confluye con el

río Arias, que proviene desde el norte, y constituye el sector norte de la cuenca del río Juramento. Próximo a la localidad de Campo Quijano hay un azud derivador que permite trasvasar parte de su caudal hacia el dique fuera de cauce Las Lomitas, de 7 hm³ de capacidad. Éste, y una extensa red de canales cuyas tomas se encuentran sobre el río Rosario, forman parte de una importante red de riego que permite las actividades agropecuarias en el valle de Lerma.

El extremo suroriental de la Hoja pertenece al río Juramento a través del río Las Cañas, que desagua el faldeo occidental de la sierra González y del arroyo Los Naranjos que drena el flanco oriental de la mencionada sierra; este sector tiene una superficie de 533 km².

Cuenca del río del Valle

Colecta las aguas del faldeo oriental de los cerros de la Cresta del Gallo, fluye hacia el noreste y se insume al este de la localidad de Apolinario Saravia, en el bañado del Quirquincho; tiene una superficie de unos 616 km².

4.3. CLIMA, VEGETACIÓN Y SUELOS, ACTIVIDAD MORFOGENÉTICA Y MODELADO

Clima

Las corrientes húmedas y cálidas del anticiclón del Atlántico y, en menor medida, las frías del anticiclón del subpacífico regulan el comportamiento climático del área de la Hoja, en tanto que la orografía es el factor rector de las precipitaciones. Una vez que las corrientes húmedas provenientes del Atlántico penetran en la región, al enfrentarse con las sierras ascienden, se enfrían y condensan generando lluvias de tipo orográfico que generalmente son más abundantes hacia los flancos orientales de los cordones montañosos; se inician en primavera, adquieren su máxima intensidad durante el verano y finalizan con el advenimiento del otoño. Tienen una distribución irregular, con concentraciones máximas en los flancos orientales de todas las serranías en general, observándose una progresiva disminución hacia el oeste del bloque montañoso occidental, donde la precipitación media anual varía entre 100 y 200 mm y el granizo acompaña frecuentemente las precipitaciones, constituyéndose en el sector más árido del área. Las nevadas son esporádicas y se producen con mayor frecuencia en la sierra de Chañi, en

el cerro Purma y demás elevaciones importantes del mencionado bloque montañoso occidental.

Las temperaturas también están marcadamente influenciadas por la topografía y disminuyen ostensiblemente de este a oeste. En el oriente y centro de la Hoja las heladas en invierno son poco frecuentes, con un verano cálido y húmedo con amplitud térmica diaria poco marcada, mientras que el sector occidental es frío y seco, con una mayor amplitud térmica. La ciudad de Salta, en el valle de Lerma, es un ejemplo de lo antedicho ya que tiene una precipitación media anual de 700 – 800 mm, mientras que en el flanco oriental del cordón montañoso occidental alcanza valores comprendidos entre 1.200 – 1.300 milímetros.

El área tiene dos tipos climáticos, según la clasificación de Köppen: húmedo con lluvias estivales en el sector oriental y central y seco de montaña en el bloque montañoso occidental.

Vegetación y suelos

La selva de Yungas, con una cubierta vegetal arbórea y un estrato inferior arbustivo, es la unidad de mayor jerarquía del área; se encuentra en el relieve pedemontano y en los faldeos, preferentemente orientales, de los cerros de la Cresta del Gallo, de las sierras González, del Gallo y de Zapla y del faldeo oriental del bloque montañoso occidental; se extiende desde el límite con Bolivia al norte hasta la provincia de Catamarca por el sur y está en concordancia con la distribución de las precipitaciones.

En el sector central y acorde con la disminución de las precipitaciones, hay un monte achaparrado, xerófilo, con especies arbustivas típicas de la unidad fitogeográfica del Chaco serrano; hacia el oeste la vegetación predominante es arbustiva, con pastizales de altura, con una distribución rala hasta ausencia total de individuos.

Los suelos son en general poco desarrollados, con una calidad y continuidad que disminuye paulatinamente hacia el oeste. Los suelos más maduros se desarrollan en la zona boscosa y desmejoran marcadamente a medida que aumenta el relieve hacia el poniente, donde predominan los suelos inmaduros, con escaso desarrollo.

Los suelos con mejor aptitud agrícola se encuentran en el valle de Lerma y en general en toda la depresión central donde, con la asistencia de una importante red de riego, dan soporte a la actividad agropecuaria que se desarrolla en la región.

Actividad morfogenética

Los procesos morfogenéticos están condicionados por la composición geológica, las pendientes y el clima, los que determinan, además, el tipo y desarrollo de suelos y la cubierta vegetal.

En el sector oriental predomina la meteorización, lo que explica el desarrollo de la extensa y espesa cubierta vegetal que se observa aún en los taludes muy pronunciados; a medida que el relieve gana altura hacia el oeste, con la paulatina desaparición de la protección vegetal, la actividad mecánica es preponderante, dependiendo sus efectos del tipo de roca afectada. Las pizarras y filitas aportan el mayor volumen de la masa clástica resultante, que responde fundamentalmente al proceso criogénico debido al clima frío del Pleistoceno.

Los grandes conos aluviales, hoy afuncionales, fueron edificados por los colectores principales, los ríos Grande aguas abajo de la localidad de Palpalá y del cruce de la sierra de Zapla, Perico, Mojotoro y Rosario, al abandonar el área montañosa de fuerte pendiente e ingresar al sector más llano como consecuencia del proceso fluvial.

Los circos glaciarios observados en los picos más altos del bloque occidental son prueba de que la actividad glaciaria fue importante en el Pleistoceno y aunque actualmente la temperatura en las altas cumbres oscila alrededor de cero grados durante la estación invernal, la ausencia de humedad impide la precipitación.

Los rasgos de remoción en masa observados en los flancos rocosos desagregados pertenecen fundamentalmente a deslizamientos rotacionales. Otro proceso se produce durante la temporada estival y depende de la magnitud de las precipitaciones, cuando las masas detríticas se saturan y se desplazan como flujos de detritos. Este fenómeno es importante especialmente en la quebrada del Toro, por la frecuencia en que sucede.

En la zona cubierta por vegetación los fenómenos de remoción en masa son menos frecuentes y se generan como consecuencia de la eliminación de la cubierta vegetal por los desmontes o por sobrepastoreo y ocurren como deslizamientos de suelos.

El escurrimiento, en general, tiene una marcada torrencialidad que concuerda con los grandes desniveles topográficos y las elevadas pendientes por las que fluyen los cursos en la zona montañosa, generando crecientes de envergadura que aceleran la descarga de los caudales durante la temporada húmeda.

En el área montañosa los lechos muestran una delgada cobertura de material detrítico en tránsito y la red de avenamiento tiene un marcado control estructural, vinculado principalmente con la fracturación regional N-S de la zona. Cuando los ríos torrenciales descienden a las áreas pedemontanas con una gran carga sólida en transporte, la disminución de la velocidad e infiltraciones los obliga a adoptar un patrón anastomosado, tal el caso de los ríos Mojotoro – Lavayén – San Francisco. En el área protegida por la cubierta vegetal las características torrenciales están parcialmente atenuadas.

La gran disección que presenta el relieve montañoso y la depositación de voluminosas masas aluvionales al pie, permite inferir que la actividad fluvial fue la responsable principal del modelado del paisaje; actualmente, si bien esta acción ha sufrido una sensible disminución, aún es rectora de la evolución morfogenética que se produce tanto en la Cordillera Oriental como en las Sierras Subandinas.

Modelado

En el área de la Hoja el relieve montañoso es dominante y presenta características diferentes según se ubique en la Cordillera Oriental o en las Sierras Subandinas (Sistema de Santa Bárbara).

El primero, representado por el bloque montañoso occidental, tiene un relieve contrastante con fajas de rocas de diferente resistencia, correspondiendo los accidentes orográficos más elevados fundamentalmente a las cuarcitas del Paleozoico inferior.

Está integrado por cordones de rumbo casi N-S separados por quebradas longitudinales y transversales profundas, donde circulan los cursos que los avenan; los flancos orientales tienen pendiente suave hacia el este, en tanto que los occidentales tienen abrupta caída hacia el oeste.

En los sectores de mayor altura existen signos de actividad glaciaria, donde se destacan circos glaciarios medianamente bien conservados en el flanco oriental de la sierra de Chañi, del cerro Purma, de las Cumbres de Zamaca y, en general, de casi todos los cordones que superan los 4.800 metros. No se observan depósitos glaciarios de importancia debido a la erosión que produjo el ciclo fluvial que sucedió al deshielo.

Distribuidos en todo el bloque, los rasgos de movimientos en masa son abundantes, algunos de dimensiones considerables; en general son deslizamientos rotacionales que se producen favorecidos

por lo elevado de las pendientes, la fragmentación que presentan las rocas, fundamentalmente las leptometamorfitas precámbricas y por la acción de las precipitaciones, que, aunque escasas, cuando se producen lo hacen con intensidad elevada.

El bloque montañoso occidental ubicado en la Cordillera Oriental tiene dos depresiones intermontanas de diferentes superficies, que deben sus orígenes a factores tectónicos y a la naturaleza de sus rocas componentes, de menor resistencia a la erosión respecto de los bloques que las delimitan.

La depresión del valle de Lerma tiene un abundante relleno aluvional producido por la intensa erosión de los bloques montañosos que la limitan. La misma mecánica fluvial que originó el valle, produjo el rejuvenecimiento fluvial reciente cortando los depósitos. El desarrollo de la actividad agropecuaria y el avance de la cubierta vegetal sobre la planicie son indicativos de la infuncionalidad de estos depósitos.

El borde oriental del valle de Lerma, debido a un relieve adyacente de menor desnivel, no ha recibido una carga detrítica significativa y tiene depósitos pedemontanos de escaso desarrollo.

En el ambiente de Sierras Subandinas están los bloques montañosos oriental, norcentral y centro oriental, con geometría ondulada por las numerosas serranías de orientación casi N-S y de similar altura, excepto el último de los mencionados que tiene lomadas de orientación similar, integradas casi totalmente por sedimentitas terciarias, y altura sensiblemente menor, ubicados todos al naciente del bloque montañoso occidental.

Su menor altura y la mayor protección que le otorga la cubierta vegetal ha producido un relieve menos abrupto con una mayor conservación de la estructura geológica, que se observa en los valles de la red de avenamiento; en las depresiones, la falta de acumulaciones detríticas abundantes indica el menor grado de erodabilidad a que ha estado sometido el relieve.

La depresión centro oriental presenta un gran depósito aluvional proveniente del oeste, transportado por los colectores principales que avenan el bloque occidental, que por su altura y abrupto relieve sufre mayor erosión. El borde oriental, constituido por el bloque montañoso ubicado en el ambiente de Sierras Subandinas, al tener un resalto topográfico menor no aportó una carga detrítica significativa, lo que condujo a la elaboración de planos de denudación en glaciares, recubiertos por una delgada y a veces discontinua cubierta detrítica con

el relieve recortado por numerosos cursos secundarios, activos sólo en el período de lluvias. Actualmente, los mismos cursos que generaron el relleno aluvional, con un caudal sensiblemente menor, cortan los depósitos tornándolos afuncionales, característica que ha permitido que, sobre toda la planicie de esta unidad, se desarrolle una intensa actividad agropecuaria.

5. RECURSOS MINERALES

Dentro de los recursos mineros que se encuentran en la Hoja Salta se han considerado más de 50 depósitos, sin que éstos sean los únicos que existen, tanto en lo que se refiere a minerales metalíferos como a minerales industriales y rocas de aplicación, e incluyendo yacimientos con significación económica, que están actualmente en actividad o que fueron aprovechados en algún momento, como manifestaciones e indicios pequeños con escasa o nula información minera en los que, generalmente, se realizaron sólo unos pocos laboreos exploratorios. Entre los primeros cabe mencionar el complejo minero-industrial productor de cemento de Puesto Viejo, que a la fecha representa la operación minera más importante dentro de la Hoja, y los depósitos de hierro sedimentario de Zapla, Puesto Viejo y Unchimé, actualmente inactivos, cuyo mineral abasteció por décadas la acería de Altos Hornos Zapla. Ver cuadro 2 al final del capítulo.

5.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Cobre - Molibdeno - Oro

Prospectos Pancho Arias (Vizcacheral), Incahuasi y Las Burras

Los prospectos mineros mencionados están situados entre la estación Diego de Almagro del ramal C14 del ferrocarril General Belgrano por el sur y la finca El Toro por el norte, en el sector noroccidental de la Hoja.

En la región afloran sedimentitas leptometamórficas del Complejo Puncoviscana de edad precámbrica superior-eocámbrica y hacia el NE los granitoides de la Monzodiorita Las Burras, con brechas intrusivas y facies mineralizadas tardías. Las dataciones registradas en estas rocas son $13,1 \pm 0,12$ Ma y $13,4 \pm 0,2$ Ma (Ar-Ar sobre sericitas hipogénicas, Mansfield Minerals, 1999), $14,4 \pm 0,3$ Ma (U-

Pb en zircón, Hongn *et al.*, 2002) y $15,4 \pm 0,3$ Ma (Sillitoe, 1977).

Grandes fallas de rumbo aproximado N-S, inversas y de bajo ángulo, ocurridas a partir de una tectónica compresiva dominante vinculada con el ciclo Ándico, originaron las fosas, elongadas y paralelas, del valle Calchaquí y de El Toro-Tres Cruces. Sobresale también en el esquema estructural una megatrayectoria de cizalla transversa de rumbo ONO-ESE, conocida como lineamiento Calama-Olacapato-El Toro (COT), definido como un conjunto de fracturas paralelas y fajas cataclásticas verticales, probablemente originado en tiempos neoproterozoicos y que sufrió diversas reactivaciones posteriores dentro de una cronología compleja (Sureda, 2002).

Las mineralizaciones diseminadas y las zonas de alteración de los prospectos Pancho Arias, Incahuasi y Las Burras, están vinculadas con la intrusión de la Monzodiorita Las Burras.

Prospecto Pancho Arias (Vizcacheral)

El prospecto ocupa un área de 2 km² y se ubica en ambiente de Cordillera Oriental, en los faldeos suroccidentales del cerro Chañi, sobre la margen derecha de la quebrada del río Toro, a 110 km de la ciudad de Salta. Fue descubierto en la década del 70', durante el desarrollo del Plan de Exploración NOA I de la Dirección General de Fabricaciones Militares y Naciones Unidas. La etapa de exploración culminó con la perforación de 1.760 m de sondeos a diamantina, distribuidos en 10 pozos. El rastreo geoquímico señaló valores anómalos de hasta 3300 ppm Cu, 750 ppm Mo y 0,2 g/t Au. Los sondeos indicaron la existencia de una zona de enriquecimiento supergénico reducida y pobre, con valores medios de 1100 ppm Cu y 200 ppm Mo (Chabert y Centeno, 1975).

En la zona afloran cuatro *stocks* de pófiros dacíticos y cuarzomonzoníticos que intruyen leptometamorfitas del Complejo Puncoviscana, originando corneanas moteadas de moscovita y biotita. Aparecen también brechas intrusivas y de colapso, columnares, que tienen pirita, cuarzo, turmalina y magnetita y diques tardío-magmáticos de aptitas y cuarzo.

La zona de alteración hidrotermal se distribuye en forma concéntrica, con un núcleo potásico que contiene ortosa, biotita y magnetita, una zona intermedia con alteración fílica-argílica y una zona externa propilitizada. La mineralización hipogénica se distribuye también en forma zonal, donde el *stockwork* de molibdenita se vincula casi exclusi-

vamente a la zona de alteración potásica, con muy poca expresión fuera de ella. La mineralización principal de pirita coincide aproximadamente con la zona filica argílica. El comportamiento de la mineralización de cobre no está bien definido, pero se estima que el control estructural es mayor que para la de molibdeno (Sureda, 2002; Chabert y Centeno, 1975).

Prospecto Incahuasi

El depósito tipo pórfiro de cobre de Incahuasi se localiza 13 km al sur del prospecto Pancho Arias. Incluye dos zonas de interés, Incahuasi Norte, de 600 ha, hacia el NE del sector, separada de Incahuasi Sur (120 ha) por una faja de 3 km donde afloran brechas y vetas de cuarzo, mica blanca y turmalina negra. Mansfield Minerals exploró el prospecto entre los años 1997 y 1999, realizando mapeos y geofísica de polarización inducida y magnetometría y trincheras de muestreo. En el sector norte, en una trinchera de 193 m con dirección SO-NE, los valores geoquímicos indicaron 10 a 40 ppb Au, 206 a 757 ppm Cu, 2 a 44 ppm Mo y 163 a 198 ppm Pb. En el sector sur, la respuesta geoquímica en 860 m de trincheras, señaló 2 a 261 ppb Au, 16 a 750 ppm Cu, 1 a 49 ppm Mo y 4 a 92 ppm Pb (Sureda, 2002).

En el área aflora una cuarzomonzonita con alteración hidrotermal intensa que incluye silicificación, sericitización, cloritización y propilitización, cuya distribución está controlada estructuralmente. Existe una alteración de temperatura más alta, vinculada con las vetas de cuarzo, turmalina y magnetita y otra de menor temperatura representada por las zonas con alteración filica a propilitica (Sureda, 2002).

En Incahuasi Norte, la cuarzomonzonita alterada grada hacia el norte a diorita fresca, mientras que hacia el sur se interrumpe en un macizo de vetas de cuarzo y turmalina. En Incahuasi Sur la cuarzomonzonita alterada es intruida por diques, de 1 a 15 m de espesor y longitudes no mayores a 50 m, de brechas hipogénicas que conforman redes en macizos tipo *stockworks* de cuarzo dominante, turmalina y magnetita. La sericitización es importante en las brechas, y hematita, goethita y jarosita rellenan fracturas en la superficie lixiviada. La mineralización consiste en pirita, calcopirita y calcosina. Este sector es el que presenta mejores expectativas económicas (Sureda, 2002).

Prospecto Las Burras

La zona de interés, de aproximadamente 250 ha, se halla entre los prospectos Pancho Arias e

Incahuasi. El área fue descubierta por la empresa Mansfield Minerals, con expectativas favorables de albergar un sistema porfírico de Cu-Au. La exploración realizada por la empresa incluyó mapeos, prospección geofísica por magnetometría y polarización inducida, muestreo de superficie y el desarrollo de 870 m de trincheras, cuyo muestreo arrojó valores de 13 a 223 ppb Au, 31 a 1918 ppm Cu, 1 a 199 ppm Mo y 3 a 785 ppm Pb (Sureda, 2002).

En el área afloran leptometamorfitas del Complejo Puncoviscana intruidas por rocas graníticas del batolito de Santa Rosa de Tastil, que localmente transformaron las sedimentitas en corneanas. Una monzodiorita de edad miocena intruyó la cuarzomonzonita del batolito, generando zonas de alteración hidrotermal y el emplazamiento de vetas y brechas intrusivas con cuarzo, turmalina y magnetita. El conjunto está controlado por un crucero de fracturas de rumbos E-O y NE-SO. Hacia el sur, sobre la cuarzomonzonita afloran coladas de andesitas y basaltos postmiocenos. Las zonas de alteración hidrotermal, vinculadas con los sistemas de fracturas, son importantes, con desarrollo de silicificación, sericitización y propilitización. La mineralización se aloja en las brechas, en los sistemas de vetas y en las zonas de alteración hipogénica penetrativa con turquesa, malaquita, azurita, hematita, goethita y limonitas indígenas y transportadas. Hacia el sur del prospecto la zona lixiviada alcanza un desarrollo importante, que hace suponer un enriquecimiento supergénico considerable (Mansfield Minerals S.A., 1998; Sureda, 2002).

Minas El Salto y La Punilla

En el ambiente de Sierras Subandinas aparecen varias ocurrencias aisladas de cobre que se ubican a lo largo de una faja que se extiende desde la sierra de Santa Bárbara por el norte hasta las sierras de Metán por el sur, alojadas en niveles pertenecientes a los miembros inferior y medio de la Formación Yacoraite, constituida por secuencias de calizas oolíticas y estromatolíticas, margas, conglomerados y areniscas calcáreas. Dentro de la Hoja Salta se reconocen, entre otras, las manifestaciones El Salto y La Punilla, situadas en las sierras del Gallo y de San Antonio, respectivamente.

La mina El Salto está a unos 14 km al ESE de la estación Palomitas. En el sector se distinguen dos depósitos, norte y sur, separados por 3 km, ambos ubicados en los niveles calcáreos mencionados, orientados con rumbo general NO-SE e inclinaciones tanto al este como al oeste.

Los afloramientos cupríferos del depósito norte se extienden por 450 m y consisten en impregnaciones irregulares de malaquita y azurita producidas por alteración de calcosina, ubicadas en fisuras, grietas y diaclasas de las sedimentitas calcáreas. En el sector sur la mineralización está constituida principalmente por calcosina, acompañada por oxidados de cobre. En su mayoría las labores son a cielo abierto; la principal tiene 50 m de largo y 10 de alto. En el sector sur del depósito se realizó un socavón de 10 m de largo (Angelelli, 1984).

La mina La Punilla conforma una franja de unos 4 km de largo, de rumbo NNO-SSE, en la que afloran numerosas guías y ramificaciones de calcosina, generalmente de pocos mm hasta 5 cm de espesor, que se orientan con dirección N20-30°O e inclinaciones al oeste. En forma subordinada aparecen bornita y calcopirita, además de abundantes oxidados de cobre como malaquita y azurita. Los labores realizados en varios sectores, incluyen algunas galerías de hasta 20 m de recorrido, socavones, destapes y trincheras (Angelelli, 1984).

Ambos depósitos, a la fecha, están inactivos.

Hierro

Hierro sedimentario silúrico

Los niveles sedimentarios silúricos que alojan la mineralización ferrífera del NOA afloran en el ambiente de Sierras Subandinas y en menor medida en la Cordillera Oriental y en el Sistema de Santa Bárbara. Se trata de una faja elongada en sentido norte-sur, que va desde los cerros de la Cresta del Gallo, en Salta, por el sur, hasta el límite con Bolivia por el norte.

En el ámbito de la Hoja Salta se encuentran los asomos ferríferos más importantes de la cuenca, que en algunos casos dieron origen a explotaciones mineras de consideración. Se incluyen los yacimientos de las sierras de Zapla y Puesto Viejo, en Jujuy, y Unchimé (Cresta del Gallo) en Salta.

Sierras de Zapla (mina 9 de Octubre) y Puesto Viejo

Las sierras de Zapla-Puesto Viejo conforman una estructura anticlinal asimétrica de orientación general NNO-SSE, con eje doblemente buzante, hacia el sur en Zapla y hacia el norte en Puesto Viejo. El núcleo de la estructura lo conforman sedimentitas ordovícicas representadas por areniscas cuarcíticas y arcilitas de varios centenares de metros de espesor. Por encima, en discordancia,

también de ambiente marino, afloran depósitos silúricos de las formaciones Mecoyita y Lipeón, la primera constituida por areniscas de grano grueso, arcillosas, con intercalaciones conglomerádicas, y la segunda por areniscas micáceas en las que se intercalan los niveles ferríferos. La secuencia continúa con sedimentitas devónicas sobre las que yacen, en discordancia, depósitos del Grupo Salta integrados por areniscas y conglomerados del Subgrupo Pírgua, areniscas calcáreas, calizas y margas del Subgrupo Balbuena y fangolitas, areniscas y lutitas continentales del Subgrupo Santa Bárbara. Por encima y en discordancia afloran areniscas, pelitas y conglomerados del Grupo Orán.

Los horizontes ferríferos de la cuenca silúrica son varios; no obstante, en la base de la Formación Lipeón, formada por sedimentitas clásticas finas, wackes y limolitas grises y verdes, afloran los dos más importantes, que se reconocen como el Horizonte Principal o inferior y el Horizonte Secundario o superior. El primero está constituido por tres o cuatro bancos ferríferos separados entre sí por capas de areniscas amarillentas y grises que en conjunto alcanzan potencias que van de 4 a 6 m en Zapla, 7 a 11 m en Puesto Viejo y hasta 7 m en cerro Labrado. El Horizonte Secundario, generalmente conformado por un solo banco de menor ley y muy micáceo, tiene espesores de 1 a 6 m, y está separado del anterior por 10 a 30 m (Angelelli, 1984).

La mena del Horizonte Principal tiene aspecto de una arenisca de grano fino formada por hematita, cuarzo, sílice hidratada íntimamente ligada a la hematita, chamosita, biotita, muscovita, apatita, siderita y algo de limonitas y pirita. En la formación de la mena se reconocieron dos etapas. En la primera se produjo la precipitación del hierro en ambiente reductor poco profundo y clima tropical húmedo, formándose como roca primaria una arenisca wáckica chamosítica, con oolitas, litoclastos y contenidos de hierro bajos, del orden del 20 al 30% de Fe_2O_3 . Posteriormente, durante la diagénesis, en ambiente oxidante y acentuada acidez, se produjo expulsión de sílice y remplazo por hematita, cuyo contenido creció de 5 a 80%, con incrementos de leyes que pueden alcanzar más del 50% de Fe_2O_3 (Angelelli, 1984).

La mineralización de hierro de la sierra de Zapla fue descubierta en 1939 en Abra de los Tomates, en el flanco occidental de la sierra mencionada. En 1941 la provincia de Jujuy declaró a la zona reserva fiscal, y la Dirección General de Fabricaciones Militares fue el organismo nacional encargado de realizar

la exploración y desarrollo del yacimiento y posteriormente su explotación. En 1945 se realizó la primera colada de arrabio en los Altos Hornos Zapla, de mineral proveniente de la mina 9 de Octubre. En 1952 el establecimiento contaba con 4 altos hornos y dos hornos eléctricos (Angelelli, 1984).

La explotación en la mina 9 de Octubre se realizó en forma subterránea, a través de socavones, piques y más de 11 niveles separados entre sí por 35 m y un socavón de 2635 m de largo que se conectaba con el nivel -275 metros. El proyecto, hasta el año 2000, consideraba llegar hasta el nivel -635 metros. En Puesto Viejo la explotación comenzó a cielo abierto, continuándose en forma subterránea. La mena de ambos depósitos era sometida a lavado en medios densos, lo que permitía eliminar la ganga y la fracción mineral con bajo contenido de hierro (Angelelli, 1984).

Según Angelelli (1984), las reservas totales para el conjunto Zapla-Puesto Viejo alcanzan 92 Mt, que incluyen 19,4 Mt de mineral medido, 50 Mt de mineral indicado y 22,6 Mt de mineral inferido. La ley media alcanza 41,5% Fe lo que significa 38,2 Mt de hierro metálico.

Mina Unchimé

El depósito se ubica 20 km al este de la localidad de General Güemes, en los faldeos occidentales de la sierra del Gallo.

El esquema estratigráfico del sector es comparable al descrito para las sierras de Zapla-Puesto Viejo. Las características tectónicas, en general, son sumamente complicadas, definiéndose como un mosaico de fallas donde se distinguen dos grandes bloques con buzamiento hacia el sureste, el del Tunal al NO y el de Unchimé al SE, ambos limitados por fallas de rumbo NE (Mauri, 1966).

En el área afloran dos mantos portadores de hierro, como en el caso de Zapla-Puesto Viejo, aunque por sus características no son similares. Pagés (1970) los identificó como Horizontes I y II. El primero aparece bien desarrollado en la zona de mina Patricia, mientras que en el resto de la sierra sus afloramientos son escasos y aislados. El Horizonte II tiene amplia distribución en toda el área de interés. La potencia es muy variable, presentándose el mineral en bancos cuyos espesores van de pocos decímetros hasta 7-8 metros. La separación estratigráfica entre ambos niveles va de 90 hasta 160 metros. La mineralización es similar a la observada en Zapla, con sectores chamosíticos y otros hematitizados.

La primera información sobre la presencia de hierro sedimentario en el área de Unchimé se conoció a partir de información de geólogos de YPF en 1943. En 1956 la empresa Sociedad Minera Unchimé exploró el yacimiento y realizó más de 300 frentes de muestreo a lo largo de 33 km de afloramientos, determinándose la existencia de más de 100 Mt. Exploraciones posteriores indicaron, para las zonas de Las Garzas, Mal Paso y Hornitos, en el Horizonte I, 165 Mt con 35% Fe y 0,48% P. En las zonas de Las Cuevas y Morro del Cardón se determinaron reservas para el Horizonte II. Como reservas totales para todo el yacimiento se determinaron 13,5 Mt de mineral medido, 150 Mt de mineral indicado y 105 Mt de mineral inferido. Los tenores de Fe oscilaron entre 32,2 y 40,9%. Durante la explotación, en 1957 se produjo mineral para la cementera de Campo Santo y Altos Hornos Zapla. En 1963, a partir de la formación de la Sociedad Altos Hornos Güemes, se produjo la primera colada de arrabio, aunque la producción no prosperó, interrumpiéndose al poco tiempo (Angelelli, 1984; Mauri, 1966).

Minas Inca (Lagunilla) y La Porfiada

Los depósitos se localizan entre las estaciones Incahuasi y Diego de Almagro del ramal C14 del ex ferrocarril General Belgrano, con acceso desde la localidad de Las Cuevas en la ruta 51.

En la región afloran niveles de grauvacas y pelitas con metamorfismo de bajo grado del Complejo Puncoviscana, de rumbo general NNE-SSO e inclinaciones generales hacia el NO, intruidas por granodioritas y granitos del batolito de Santa Rosa de Tastil (Cámbrico inferior).

En la mina Inca afloran varias vetas que se agrupan en los sectores Filo Delgado, Abra Grande, Veta del Este y Veta del Oeste, además de algunos filones menores. Las vetas portadoras de hematita, alojadas tanto en las granodioritas como en las metasedimentitas, tienen orientación general de 295° a 340° con buzamientos variables, generalmente verticales. Las corridas en algunos casos superan los 100 metros. La Veta del Este se orienta con rumbo de 300°, inclinaciones de 75-80° al NE y potencias entre 1,20 y 2,40 metros. En la Veta del Oeste el rumbo es de 315-330°, la inclinación de 40° al NE y la potencia de 0,50 a 2 metros. La mineralización está compuesta por hematita especular en masas compactas o en cristales laminares entrecruzados, acompañada de escasa calcopirita, limonitas, malaquita y crisocola, dentro de ganga de cuarzo y escasa turmalina en agregados fibrosos (Méndez *et al.*,

1979). Las leyes oscilan entre 45 y 54% Fe. Según Angelelli *et al.* (1970), se estiman reservas probables de 124.000 t de mineral. Existen algunas trincheras, 40 m de galerías y un pique de 5 m de profundidad.

En el caso de la mina La Porfiada, ubicada 7 km al este de la anterior, en el mismo entorno litológico, aflora una veta compacta en el sector central que se ramifica hacia los extremos. Se trata de afloramientos aislados en una longitud total de 250 metros. El rumbo es de 340° y la inclinación de 76° al O, con espesores medios de 40-50 centímetros. La mineralización es similar a la de mina Inca. Con un espesor de 0,5 m, los valores de Fe indicaron 61%. En cuanto a los laboreos, se practicaron 3 pozos de 1 a 1,5 m de profundidad y una trinchera de 12 m de largo (Méndez *et al.*, 1979; Angelelli, 1984).

Manifestaciones Don Marcos y Don Eusebio

Ambas manifestaciones se encuentran en los faldeos del cerro Las Burras, en las nacientes de la quebrada homónima, 10 km al oeste de Ojo de Agua, paraje ubicado en la quebrada del Toro.

El entorno geológico está representado por metamorfitas de bajo grado, pelíticas, con pliegues apretados, afectadas por fallas generalmente N-S, claramente ligadas a las líneas de plegamientos más estrechas. Son comunes vetas y venillas de cuarzo lechoso que cortan los niveles sedimentarios.

Las manifestaciones consisten en 3 vetas ubicadas dentro de una franja de cizalla de no más de 20 m de ancho, orientadas según dirección N30°O, posición vertical a subvertical y potencia de 0,30 a 0,50 metros. Las corridas se extienden por un tramo de 700 m, con afloramientos continuos de no más de 50 metros. La mineralización, de aspecto lentiforme, es principalmente magnetítica en ganga de cuarzo. Algunos valores de muestreo indican 58% Fe (Angelelli, 1984).

Manifestaciones de la finca El Toro

En las inmediaciones de la finca El Toro, en la quebrada del mismo nombre, se distribuyen manifestaciones ferríferas alineadas según dirección N-S, en forma aislada, a lo largo de 15 kilómetros. Cuatro de ellas se localizan frente al casco de la finca mencionada y una quinta, hacia el norte, cercana al cerro Blanco Laguna. Las 4 primeras están en una estructura anticlinal, en cuarcitas y brechas cuarcíticas impregnadas por hematita. El horizonte mineralizado buza 40-50° al oeste, con potencia superior a 5 metros. La mineralización consiste en

hematita roja cementando los clastos de cuarcita. Por sectores aparecen limonitas y especularita dispuesta en venillas delgadas y discordantes. La manifestación más septentrional se ubica 15 km hacia el norte de las anteriores. Con características similares, la mineralización de hematita está alojada en dos bancos cuarcíticos de 1,5 y 0,80 m de potencia que afloran a lo largo de 100 m (Lurgo, 1974- 1975).

Los contenidos de Fe obtenidos en los muestreos realizados son significativamente bajos e indican que estas manifestaciones ferríferas carecen de interés económico.

En la zona afloran niveles potentes de cuarcitas cámbricas correspondientes al Grupo Mesón y metapelitas proterozoico- cámbricas del Complejo Puncoviscana, dispuestas en estructuras sinclinales cortadas por fracturas longitudinales de rumbo N-S y NE-SO. Son comunes los diques de composición andesítica de 20 a 50 m de potencia orientados según esos rumbos.

Plomo, Plata, Zinc

Mina La Italiana

Se ubica 20 km al norte de San Salvador de Jujuy, 3 km al oeste de la localidad de León, en la margen sur del río homónimo.

En la zona afloran filitas y cuarcitas precámbricas del Complejo Puncoviscana y depósitos marinos ordovícicos del Grupo Santa Victoria, que hacen de roca alojante de la mineralización vetiforme.

El yacimiento está compuesto por un sistema de filones de origen epitermal, polimetálico, cuya veta principal se orienta con rumbo N 10° O, buzamiento de 45° al oeste y potencia media de 1,40 m, formada por guías de mineral de varios cm de espesor. La corrida visible se extiende por 150 metros. La mineralización consiste en galena argentífera, pirita y escasa calcopirita en ganga de cuarzo.

De acuerdo a los laboreos realizados, la veta ha sido reconocida hasta una profundidad de 100 metros. Entre los años 1939 y 1941 la producción alcanzó 870 t de concentrados (Angelelli *et al.*, 1970; Méndez *et al.*, 1979).

Mina El Porvenir

El depósito se ubica 32 km al oeste de San Antonio, 7 km al NO del caserío de Cerro Negro, en el departamento San Antonio de la provincia de Jujuy.

En el sector afloran cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón y areniscas y pelitas ordovícicas del Grupo Santa Victoria. La yacencia consiste en una

veta principal y varias vetas secundarias, de rumbo E-O, inclinación de 45° al S hasta subverticales y potencia de 0,60 a 1 m, alojadas en una estructura anticlinal formada por cuarcitas, areniscas cuarcíticas y arcilitas ordovícicas cuyo eje se orienta en dirección N-S. La mineralización la integran galena, tenantita, blenda, calcopirita, covelina y cuprita en ganga de baritina y escaso cuarzo, advirtiéndose una zonación con aumento del sulfuro de zinc hacia profundidad. Existe una zona de oxidación de hasta 60 m con abundancia de limonitas, anglesita, cerusita, malaquita y otros oxidados. Las labores más profundas alcanzan 150 metros. Entre los años 1938 y 1940 se produjeron 800 t de concentrados (Márquez Vieyra, 1972; Méndez *et al.*, 1979; Angelelli, 1984).

5.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Arcillas

El aprovechamiento de arcillas, particularmente para la producción de ladrillos huecos y macizos y tejas, ha sido y sigue siendo de particular importancia económica en el valle de Lerma, al este y sudeste de la ciudad de Salta.

En el relleno cuaternario del valle se diferenciaron las formaciones Calvimonte y Tajamar, pleistocenas, y la Formación La Viña correspondiente al Holoceno. Arcilitas y limolitas pleistocenas de ambiente lacustre de la Formación Tajamar están expuestas en Ceibalito y limolitas con intercalaciones lenticulares de areniscas, de origen fluvio-palustre y edad holocena, asimilables a la porción más joven de la Formación La Viña, constituyen afloramientos conspicuos en las barrancas del río Arenales y en los alrededores de La Isla, al sur de la ciudad de Salta.

Los niveles mencionados de la Formación La Viña, donde se presentan mantos conocidos como arcilla inferior y arcilla superior, son las unidades productivas. Para el caso de arcillas de aplicación industrial para la fabricación de cerámicos de distintos tipos, las explotaciones se realizan a cielo abierto, con frentes de cantera de 4 a 5 m de altura con raspado mecánico tipo tobogán, utilizándose palas raspadoras y cargadoras y camiones de transporte hasta las plantas de producción. En el caso de las arcillas ladrilleras, la explotación es manual, en parcelas de trabajo conocidas como cortadas. Los ensayos tecnológicos, las determinaciones granulométricas y los análisis químicos y por difracción de

rayos X indican que los materiales en explotación son aptos para la producción de tejas, ladrillos huecos y ladrillos macizos, como así también para la elaboración de cerámicas rojas y artísticas artesanales (Castillo y Ganám, 2005).

La producción de arcillas para la fabricación de cerámicos alcanza 80.000 m³ anuales, mientras que los volúmenes destinados a la producción de ladrillos macizos llegan a 30.000 m³ anuales que originan 30.000.000 de ladrillos por año (Castillo y Ganám, 2005).

Áridos naturales

Se entiende por áridos naturales sedimentos clásticos más o menos sueltos, de distintas composiciones, originados por la acción fluvial, con una selección natural muy variable de acuerdo a las características del agente de transporte. Se distinguen estos depósitos de los áridos artificiales generados por procesos industriales de trituración de rocas. Los áridos naturales están compuestos por fragmentos de distintos tamaños (grava, arena gruesa y fina y cierta cantidad de sedimentos limo arcillosos mezclados). Las explotaciones generalmente se encuentran en cauces de ríos cercanos a los centros poblados más importantes o a obras y construcciones de cierta envergadura a los que abastecen. Su explotación, generalmente mecanizada, incluye plantas de clasificación y lavado que producen las distintas granulometrías que demanda el mercado (Schalamuk *et al.*, 1983).

En el ámbito de la Hoja los aprovechamientos más importantes están en las cercanías de las ciudades de Salta y San Salvador de Jujuy.

En el caso de Salta, las explotaciones más importantes se realizan en el cauce del río Mojotoro, desde el puente ferroviario hasta la estación homónima, en el cono aluvial del río Wierna, en el río La Caldera, desde el puente de acceso a esa localidad hasta la confluencia con el río Vaqueros, en el cauce del río Vaqueros, hasta la desembocadura del arroyo Los Nogales, en el río San Lorenzo, hacia el oeste del puente de acceso a la villa homónima, en la confluencia de los ríos Arias y San Lorenzo, al oeste de la ciudad de Salta, en el río Arenales, al sudoeste de esa ciudad y en el cauce del río Toro-Rosario, al oeste y al sur de la localidad de Campo Quijano (Suárez, 2008).

Los áridos procedentes del río La Caldera son considerados como de buena calidad, aunque tienen mala selección y están compuestos por clastos

subredondeados y redondeados de cuarcitas claras, areniscas cuarzosas, conglomerados y esquistos y pizarras en cantidades menores. La arena es cuarzosa y los contenidos finos son escasos. El material del río Mojotoro es similar. Los áridos del río San Lorenzo que presentan mayor cantidad de material pizarroso y por ende mayor volumen de finos limoarcillosos, es considerado de calidad regular.

El crecimiento sostenido de la construcción en la ciudad de Salta se refleja en el incremento continuo de la utilización de áridos, registrándose en el año 2004 un consumo de 121.000 m³, en el año 2005, 240.000 m³ y en el año 2006, más de 310.000 m³ (Suárez, 2008).

En San Salvador de Jujuy se explotan áridos en el cauce del río Chijra, afluente del río Grande, al norte de la ciudad. También existen aprovechamientos menores en el río Perico y en algunos cauces menores ubicados al sudeste de la ciudad.

Calizas

En el ámbito de la Hoja se reconocen depósitos de calizas oolíticas y estromatolíticas cretácicas y depósitos travertínicos cuaternarios, utilizados o factibles de ser utilizados en la industria de la construcción, tanto para la fabricación de cemento y cal como para rocas ornamentales.

Las calizas oolíticas y estromatolíticas, de edad cretácica, pertenecen a la Formación Yacoraite. Sus afloramientos más importantes ocurren en las sierras de Puesto Viejo, en Jujuy, en el centro y borde oriental del valle de Lerma, en Campo Santo y en los cerros de la Cresta del Gallo, en Salta. Cuando los niveles de impurezas no son altos y la localización de los afloramientos es favorable, se explotan para la obtención de cal para consumo local y regional, como en las canteras Citrus, La Esperanza, La Cañadita y otras en el valle de Lerma y para la producción de cemento en El Sauce y Puesto Viejo.

Los niveles travertínicos pleistocenos, por su situación favorable y elevada pureza química, son aprovechados, junto con las calizas cretácicas, como materia prima en la producción de cemento. Las canteras de El Sauce, en Campo Santo, produjeron volúmenes importantes de estos materiales para la planta cementera que la empresa Minetti S.A. poseía en esa localidad y que posteriormente fue trasladada a Puesto Viejo, donde afloran y se explotan niveles travertínicos.

Cantera El Sauce

El yacimiento se ubica en el borde occidental del valle de Sianca, 8 km al ONO de la localidad de General Güemes.

Hacia el oeste del depósito afloran rocas sedimentarias ordovícicas del Grupo Santa Victoria, niveles calcáreos cretácicos de la Formación Yacoraite y sedimentitas continentales terciarias del Subgrupo Santa Bárbara sobre las que se apoyan sedimentos cuaternarios de la Formación El Sauce que incluyen materiales travertínicos. En el área de la cantera afloran calizas de la Formación Yacoraite a las que se superponen capas margosas y arcillosas coronadas por los niveles travertínicos. El conjunto conforma una estructura anticlinal de rumbo N-S, seccionada por una fractura de dirección NO-SE, con plano de inclinación hacia el SO. Los niveles travertínicos alcanzan potencias de 4 a 6 m, tienen colores rosados y pardos, estructuras bandeadas de cristales de calcita con crecimientos prismáticos y disposición subparalela (Schalamuk *et al.*, 1983).

La explotación de la cantera se inició en 1937, con mayor aprovechamiento de los niveles travertínicos y menor proporción de la caliza oolítica margosa cretácica, que abastecían a la planta productora de cemento que la empresa Minetti S.A. poseía en la localidad de El Bordo, distante 16 km al SSE del yacimiento. Los laboreos muestran tres frentes de cantera alineados en dirección NE-SO a lo largo de más de 2 kilómetros. El frente principal se extiende por varios centenares de metros de largo, 15 a 20 m de altura y 30 a 40 m de ancho. A comienzos de la década de los 80, la planta productora de cemento comenzó a abastecerse con material extraído de las canteras de Puesto Viejo, suspendiéndose la extracción de la cantera El Sauce (Schalamuk *et al.*, 1983).

Puesto Viejo

El complejo minero-industrial productor de cemento de Puesto Viejo se ubica en el extremo sur de la sierra del mismo nombre, a unos 50 km al SE de San Salvador de Jujuy y a 4 km al este de la ruta 34.

La sierra de Puesto Viejo conforma una serie de elevaciones suaves, ubicadas dentro del ámbito de las Sierras Subandinas, en cuya constitución participan niveles sedimentarios del Paleozoico inferior, tales como areniscas de la Formación Lipeón, cubiertas en discordancia por areniscas calcáreas y calizas cretácicas de la Formación Yacoraite, a las que se superponen niveles sedimentarios del Subgrupo Santa Bárbara. Por encima de dichas ro-

cas, particularmente en los flancos de la sierra, afloran bancos travertínicos con aragonita, pleistocenos, cuyo origen está dado por la circulación de aguas termales bicarbonatadas por disolución de las rocas calcáreas cretácicas. La estructura local mayor, donde se ubican los distintos frentes de cantera en explotación, corresponde a un anticlinal cuyo eje, buzante hacia el sur, se orienta con rumbo NNO-SSE. Los niveles cretácicos más favorables están constituidos por calizas de grano grueso, fino y muy fino, en parte oolíticas, con aspecto de arenisca, de color rosado amarillento que por sectores presenta cristales de calcita de hasta un milímetro. Afloran en bancos macizos de hasta 2 m de potencia, alternando con niveles más pobres de areniscas calcáreas y calizas arenosas de color gris que se diferencian de los anteriores porque generalmente están manchados por óxidos de hierro. Los niveles calcáreos conforman paquetes de hasta 10 m de potencia (Schalamuk *et al.*, 1983).

Los depósitos travertínicos están representados por un potente paquete que puede alcanzar hasta 12 m de espesor, constituido por bancos de travertino de 1 a 2 m de potencia intercalados con niveles margosos. El material es de color amarillo grisáceo, en algunos casos macizo, mientras que en otros es poroso, con cavidades alargadas paralelas a la estratificación rellenas de calcita de grano muy fino. Alternan con el travertino capas concordantes de aragonita muy pura de hasta 20 cm de potencia (Schalamuk *et al.*, 1983).

La explotación se realiza en varios frentes de cantera ubicados unos 5 km al sudeste de la planta productora de cemento. La producción total de material calcáreo alcanza 700.000-800.000 t/año, correspondiendo algo más de la mitad a rocas cretácicas y el resto a los niveles travertínicos. Como agregado para la obtención de cemento se incluye mineral de hierro, extraído de las colas producidas durante la explotación de minerales ferríferos realizada en Puesto Viejo, situadas algo al norte de la planta mencionada. Se utilizan también cantidades menores de arcillas obtenidas de niveles lutíticos aflorantes muy cerca de la planta. El emprendimiento minero-industrial productor de cemento de la empresa Minetti es la operación minera más importante de la Hoja, habiendo iniciado su producción en los años 1981-82 (Schalamuk *et al.*, 1983).

Canteras Citrus, La Esperanza, Santa Elena, La Cañadita y otras

En el valle de Lerma, en las cercanías de la localidad de La Merced, se registran varias canteras

que proporcionan calizas a partir de los afloramientos de la Formación Yacoraite ubicados en los cerros de San Miguel.

Sobre un basamento de lutitas precámbricas del Complejo Puncoviscana sobre el que se apoyan en discordancia lutitas, areniscas cuarzosas y cuarcitas de edad ordovícica, afloran niveles calcáreos de la Formación Yacoraite integrados por bancos de calizas oolíticas, calizas estromatolíticas, margas, conglomerados y areniscas calcáreas, conformando una estructura braquianticlinal de rumbo casi N-S afectada por fallas de rumbo longitudinal y transversal, que en conjunto alcanzan un espesor medio de 100 metros. Si bien existen diferencias litológicas en la secuencia estratigráfica de la Formación Yacoraite, tanto verticales como horizontales, el material que se explota en las diferentes canteras corresponde a los niveles de calizas oolíticas y estromatolíticas, cuyos bancos generalmente tienen espesores de 0,5 a 1 m (Castillo *et al.*, 2004).

Si bien el aprovechamiento de las calizas data de más de cuarenta años, la explotación es rudimentaria, consistiendo en la remoción de bloques con barrenos y explosivos de los frentes de cantera, reducción de tamaño y traslado a los hornos quemadores, verticales y discontinuos, alimentados por leña, que producen cal viva. En algunas canteras este material es tratado en piletas, con la obtención de cal hidratada.

Las calizas explotadas no son de alta pureza, con contenidos de CaCO₃ del orden del 70%, alto porcentaje de sílice y arcillas y elevados tenores de magnesio que las hacen no aptas para la fabricación de cemento. Consecuentemente, la cal viva obtenida es de baja calidad, con porcentajes de CaO del orden de 50% y valores de 10% de Mg.

Cantera Puerta de Anta

Se ubica a 4,5 km al NNE de la localidad de Palomitas, sobre la ruta 34, en el extremo sur de la sierra del Gallo, en ambiente de Sierras Subandinas.

Los niveles explotados corresponden a la Formación Yacoraite que aflora como una secuencia de calizas oolíticas amarillentas con intercalaciones de arcillitas calcáreas y margas. Los bancos se orientan con rumbo N40°O, inclinaciones de 35 a 40° al SO y potencias de 0,20 a 0,80 metros. Los contenidos en carbonatos oscilan alrededor de 80-85%. La explotación se realizó por una cantera irregular de más de 40 m de largo, 15 m de avance y 8 m de alto. En la localidad de Palomitas funcionaban dos hor-

| N° | Sustancia | Nombre | Distrito o lugar | coord. X | coord. y | Hoja Geol. 1:100.000 | Tipo de depósito | Roca de caja litología | Roca de caja nombre | Roca de caja edad | Mineralogía | Labores mineras | Bibliogr. |
|----|-------------|-------------------------------------------------|------------------------------------|-----------|-----------|----------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|-------------------------|----------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|
| 1 | hierro | Finca El Toro | Finca El Toro | 24°10'55" | 65°51'20" | 2566-26 | Varias manifestaciones de brechas cuarcíticas impregnadas con hematita | Cuarcitas | Grupo Mesón | Cámbrico | Hem. | Destapes superficiales. | Lurgo, 1974-1975 |
| 3 | molibdeno | Pancho Arias (Vizcachera) | Fca. El Toro | 24°15'50" | 65°50'10" | 2566-26 | Depósito tipo pórfiro. Pórfiro de Mo(Cu) | Pórfiros dacíticos y cuarzomonzoníticos | | Mioceno medio | molibdenita, calcopirita, pirita | 9 sondeos que totalizaron 1.546 m. | Sillitoe, 1979; Chabert y Centeno, 1975; Sureda, 2002; Méndez <i>et al.</i> , 1979 |
| 4 | cobre | Prospecto Las Burras | Incahuasi | 24°20'00" | 65°52'00" | 2566-26 | Zona de alteración hidrotermal | Cuarzomonzonitas, monzodioritas | Monzodiorita Las Burras | Mioceno medio | turquesa, malaquita, azurita, hematita | Varias trincheras de muestreo. | Sureda, 2002 |
| 5 | hierro | La Porfiada, Don Eusebio, Don Marcos, Magnetita | Las Burras (Est. Diego de Almagro) | 24°20'00" | 65°51'00" | 2566-26 | Vetiforme. 3 vetas de cuarzo con magnetita | Metamorfitas de bajo grado | Formación Puncoviscana | Precámbrico superior | Mag. | Destapes superficiales. | Angelleli, 1984 Méndez <i>et al.</i> , 1979 Lurgo, 1974-1975 |
| 6 | hierro | Inca, Virgen del Rosario | Las Burras (Sta. Rosa de Tástil) | 24°21'15" | 65°55'00" | 2566-32 | Vetiforme. Varias vetas de cuarzo con hematita | Grauwacas y pelitas | Formación Puncoviscana | Precámbrico superior | Hem, Cp, Lim, Mal, Cris. Q, Tur. | 40 m de galerías, un pique de 5 m y varias trincheras. | Angelleli, 1984 Méndez <i>et al.</i> , 1979 Lurgo, 1974-1975 |
| 7 | cobre | Prospecto Incahuasi | Incahuasi | 24°22'00" | 65°54'00" | 2566-32 | Zona de alteración hidrotermal | Cuarzomonzonitas, monzodioritas | Formación Tástil | Cámbrico inferior | pirita, calcopirita, calcosina, oro | Varias trincheras de muestreo. | Sureda, 2002 |
| 10 | plomo-plata | El Porvenir | Cerro Purma | 24°20'00" | 65°55'00" | 2566-26 | Vetiforme. Polimetélico simple. Veta principal R: E - O, B: 45° S, P: 0,60 - 1 m. | Cuarcitas | Grupo Santa Victoria | Ordovícico | Galena, blenda, tenanrita, calcopirita, covelina, cuprita, anglesita, cerusita, pirita. Baritina, cuarzo | El depósito se reconstruyó hasta 150 m de profundidad | Angelleli <i>et al.</i> , 1970 Marquez Veyra, 1972 c Angelleli, 1980 |
| 11 | áridos | Río Toro-Rosario | Campo Quijano | 24°53'40" | 65°40'20" | 2566-02 | Depósitos clásticos sueltos en cauces de ríos | Cantos rodados, gravas, arenas gruesas y finas y sedimentos limo-arcillosos | | Holoceno | | Explotación mecanizada en los cauces de los ríos | |
| 12 | arcillas | León | León | 24°01'53" | 65°26'16" | 2566-27 | Depósitos asoc. a sedimentos. Arcillas. | Limoltas, arcillas | Formación Casa Grande | Paleoceno | Arcillas | | |
| 13 | plomo-plata | La Italiana, La Unificada | León | 24°02'04" | 65°27'02" | 2566-27 | Vetiforme. Varias vetas. Veta principal | Lutitas, areniscas | Grupo Santa Victoria | Ordovícico | Galena, calcopirita, pirita, malaquita. Cuarzo | Socavones y dos galerías cortavetas. | Angelleli <i>et al.</i> , 1970. Angelleli, 1984. Méndez <i>et al.</i> , 1979. |

Cuadro 2. Indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Salta.

| N° | Sustancia | Nombre | Distrito o lugar | coord. X | coord. y | Hoja Geolog. 1:100.000 | Tipo de depósito | Roca de caja litología | Roca de caja nombre | Roca de caja edad | Mineralogía | Labores mineras | Bibliogr. |
|----|-----------|----------------|-----------------------------------|-----------|-----------|------------------------|-------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|------------------------|----------------------|---------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|
| 14 | áridos | Río Chijra | San Salvador de Jujuy | 24°10'20" | 65°17'40" | 2566-27 | Depósitos clásticos sueltos en cauces de ríos | Cantos rodados, gravas, arenas gruesas y finas y sedimentos limo-arcillosos | | Holoceno | | Explotación mecanizada en los cauces de los ríos | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 15 | cobre | La Española | San Antonio | 24°20'42" | 65°25'11" | 2566-33 | Vetiforme. Vetas lenticulares en fracturas. | Filtas y areniscas | Formación Puncoviscana | Precámbrico superior | Calcosina, calcofinita, bornita, pirita, crisocola, Baritina. | Varios soravones y cortavetas | Marquez Vieyra, 1972 a |
| 16 | cobre | Polonia | San Antonio | 24°21'20" | 65°24'33" | 2566-33 | Veta en fractura | Filtas y areniscas | Formación Puncoviscana | Precámbrico superior | Malaquita, azurita, Baritina. | Trincheras y pozos. | Marquez Vieyra, 1972 b |
| 17 | baritina | Videncia | San Antonio (Co. Loma Las Pircas) | 24°24'10" | 65°28'16" | 2566-33 | Vetas de baritina en fracturas. R: N70°E B: 85°NO P: 0,3 - 0,7 m. | Limolitas, areniscas y cuarcitas | Grupo Santa Victoria | Ordovícico | Baritina, cuarzo | Destapes superficiales. | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 Betancourth, 1977. |
| 20 | áridos | Río La Caldera | La Caldera | 24°39'00" | 65°23'30" | 2566-33 | Depósitos clásticos sueltos en cauces de ríos | Cantos rodados, gravas, arenas gruesas y finas y sedimentos limo-arcillosos | | Holoceno | | Explotación mecanizada en los cauces de los ríos | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 21 | arcillas | El Gallinato | Salta | 24°40'14" | 65°23'00" | 2566-03 | Depósitos asoc. a sedimentos. Arcillas. | Lutitas limosas y arcillosas, waxes finas. | Formación San José | Ordovícico | Arcillas | | Calvo <i>et al.</i> , 1998 Castillo y Calvo, 1998 Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 22 | áridos | Río Wierna | La Caldera | 24°40'30" | 65°23'50" | 2566-03 | Depósitos clásticos sueltos en cauces de ríos | Cantos rodados, gravas, arenas gruesas y finas y sedimentos limo-arcillosos | | Holoceno | | Explotación mecanizada en los cauces de los ríos | |
| 23 | áridos | Río Vaqueros | Vaqueros | 24°42'40" | 65°24'40" | 2566-03 | Depósitos clásticos sueltos en cauces de ríos | Cantos rodados, gravas, arenas gruesas y finas y sedimentos limo-arcillosos | | Holoceno | | Explotación mecanizada en los cauces de los ríos | |
| 24 | áridos | Río Mojotoro | Salta | 24°42'50" | 65°23'00" | 2566-03 | Depósitos clásticos sueltos en cauces de ríos | Cantos rodados, gravas, arenas gruesas y finas y sedimentos limo-arcillosos | | Holoceno | | Explotación mecanizada en los cauces de los ríos | |

Cuadro 2. Indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Salta.

| N° | Sustancia | Nombre | Distrito o lugar | Coord. X | Coord. y | Hoja Geolog. 1:100.000 | Tipo de depósito | Roca de caja litología | Roca de caja nombre | Roca de caja edad | Mineralogía | Labores mineras | Bibliogr. |
|----|-----------|-----------------|------------------|-----------|-----------|------------------------|-----------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|------------------------|-------------------|-------------|--------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 25 | arcillas | Mojotoro | Salta | 24°42'50" | 65°21'25" | 2566-03 | Depósitos asoc. a sedimentos. Arcillas. | Pelitas de origen marino y ambiente distal | Formación Puncoviscana | Precámbrico sup. | Arcillas | | Calvo <i>et al.</i> , 1998 Castillo y Calvo, 1998 Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 26 | lajas | Achiras | Salta | 24°44'29" | 65°22'47" | 2566-03 | Sedimentario. | Niveles cuarcíticos y pelíticos en ambiente marino de plataforma | | Ordovícico | | Explotación artesanal en los faldeos. | |
| 27 | áridos | Río San Lorenzo | San Lorenzo | 24°44'50" | 65°28'50" | 2566-03 | Depósitos clásticos sueltos en cauces de ríos | Cantos rodados, gravas, arenas gruesas y finas y sedimentos limo-arcillosos | | Holoceno | | Explotación mecanizada en los cauces de los ríos | |
| 28 | arcillas | La Lagunilla | Salta | 24°46'26" | 65°18'46" | 2566-03 | Depósitos asoc. a sedimentos. Arcillas. | Vaques de grano muy fino, turbiditas rítmicas | Formación Puncoviscana | Precámbrico sup. | Arcillas | | Calvo <i>et al.</i> , 1998 Castillo y Calvo, 1998 Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 29 | áridos | Río Arias | Salta | 24°47'40" | 65°28'10" | 2566-03 | Depósitos clásticos sueltos en cauces de ríos | Cantos rodados, gravas, arenas gruesas y finas y sedimentos limo-arcillosos | | Holoceno | | Explotación mecanizada en los cauces de los ríos | |
| 30 | áridos | Río Arenales | Salta | 24°49'20" | 65°28'10" | 2566-03 | Depósitos clásticos sueltos en cauces de ríos | Cantos rodados, gravas, arenas gruesas y finas y sedimentos limo-arcillosos | | Holoceno | | Explotación mecanizada en los cauces de los ríos | |
| 31 | arcillas | La Floresta | Salta | 24°50'24" | 65°22'47" | 2566-03 | Depósitos asoc. a sedimentos. Arcillas. | Niveles pelíticos con intercalaciones psamopelíticas en ambiente marino de plataforma | Formación San José | Ordovícico | Arcillas | | Calvo <i>et al.</i> , 1998 Castillo y Calvo, 1998 Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 32 | arcillas | La Isla | Salta | 24°52'13" | 65°24'12" | 2566-03 | Depósitos asoc. a sedimentos. Arcillas. | Limolitas con intercalaciones lenticulares de arenisca, de origen fluvio palustre | Formación La Viña | Holoceno | Arcillas | Explotación mecanizada en frentes de cantera de hasta 5 m de alto. | Calvo <i>et al.</i> , 1998 Castillo y Calvo, 1998 Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 Castillo y Ganám, 2005. |

Cuadro 2. Indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Salta.

| N° | Sustancia | Nombre | Distrito o lugar | coord. X | coord. y | Hoja Geolog. 1:100.000 | Tipo de depósito | Roca de caja litología | Roca de caja nombre | Roca de caja edad | Mineralogía | Labores mineras | Bibliogr. |
|----|-------------|-------------------------------------------------------|------------------------------------|-----------|-----------|------------------------|------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------|-----------------------|----------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 33 | plomo-plata | La Victoria, La Revancha | La Pedrera (Salta) | 24°52'39" | 65°20'07" | 2566-03 | Vetiforme. Veta en fractura. R: ONO-ESE B: subvertical P: 0,60 m | Metasedimentitas | Formación Puncoviscana | Pre cámbrico | Galenita, cerusita, malaquita. Baritina, cuarzo | Dos piques y un chifón de 40 m derrumbados. | Ruiz Huidobro, 1968. |
| 34 | calizas | Cañadita | Cerrillos | 24°55'45" | 65°27'50" | 2566-03 | Depósitos asoc. a sedimentos. Calizas. | | Formación Yacoraité | Cretácico superior | Calizas oolíticas. (70% CaCO ₃) | Varios frentes de canteras. | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 35 | calizas | Citrus | La Merced Cerro San Miguel | 24°57'30" | 65°28'50" | 2566-03 | Depósitos asoc. a sedimentos. Calizas. | Calizas oolíticas, calizas estromatolíticas. Margas, areniscas calcáreas. | Formación Yacoraité | Cretácico superior | Calizas oolíticas. (70% CaCO ₃) | Frentes de cantera rudimentarios | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 Castillo <i>et al.</i> , 2004 |
| 36 | calizas | El Carmen, Los Pinos, El Tarco, San Cayetano | La Merced Cerro San Miguel | 24°57'50" | 65°28'40" | 2566-03 | Depósitos asoc. a sedimentos. Calizas. | Calizas oolíticas, calizas estromatolíticas. Margas, areniscas calcáreas. | Formación Yacoraité | Cretácico superior | Calizas oolíticas. (70% CaCO ₃) | Frentes de cantera rudimentarios | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 Castillo <i>et al.</i> , 2004 |
| 37 | calizas | Mi Esperanza | La Merced Cerro San Miguel | 24°58'15" | 65°28'20" | 2566-03 | Depósitos asoc. a sedimentos. Calizas. | Calizas oolíticas, calizas estromatolíticas. Margas, areniscas calcáreas. | Formación Yacoraité | Cretácico superior | Calizas oolíticas. (70% CaCO ₃) | Frentes de cantera rudimentarios | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 Castillo <i>et al.</i> , 2004 |
| 38 | calizas | Santa Elena | La Merced Cerro San Miguel | 24°58'20" | 65°28'00" | 2566-03 | Depósitos asoc. a sedimentos. Calizas. | Calizas oolíticas, calizas estromatolíticas. Margas, areniscas calcáreas. | Formación Yacoraité | Cretácico superior | Calizas oolíticas. (70% CaCO ₃) | Frentes de cantera rudimentarios | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 Castillo <i>et al.</i> , 2004 |
| 39 | fosfatos | Cargadero Chauque | Río Las Capillas | 24°01'20" | 65°05'54" | 2566-27 | Depósitos asoc. a sedimentos. Fosforitas biogénicas. | Cuarzitas, lutitas y fangolitas | Formación Centinela | Ordovícico | Restos de conchillas fosfáticas de lingulas en cuarzitas | Destapes superficiales. | Ramallo, 1978 Sureda <i>et al.</i> , 1986 Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 40 | hierro | Cerro Labrado | Cerro Labrado (Sierra de Zapla) | 24°03'00" | 65°11'30" | 2566-27 | Depósitos asoc. a sedimentos Hierro sedimentario | Areniscas váuicas, limolitas arcillosas, arcilitas. | Formación Lipeón | Silúrico inferior. | Hematita, chamosita, limonitas goethita, siderita, pirita. Cuarzo | Labores de exploración a cielo abierto | Angelelli <i>et al.</i> , 1970 Angelelli, 1984 Boso y Monaldi, 1999 Sureda <i>et al.</i> , 1986 |

Cuadro 2. Indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Salta.

| N° | Sustancia | Nombre | Distrito o Lugar | coord. X | coord. Y | Hoja Geolog. 1:100.000 | Tipo de depósito | Roca de caja litología | Roca de caja nombre | Roca de caja edad | Mineralogía | Labores mineras | Bibliogr. |
|----|----------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------|-----------|-----------|------------------------|---------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 41 | hierro | 11 de Octubre, Honduras | Sierra de Zapla | 24°12'00" | 65°04'00" | 2566-27 | Depósitos asoc. a sedimentos Hierro sedimentario | Areniscas váuquicas, limolitas arcillosas, arcillitas. | Formación Lipeón | Silúrico inferior. | Hematita, chamostita, limonitas goethita, siderita, pirita. Cuarzo | | Angellelli <i>et al.</i> , 1970 Angellelli, 1984 Boso y Monaldi, 1999 Sureda <i>et al.</i> , 1986 Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 42 | fosfatos | Area mina 9 de Octubre | Cerro Zapla | 24°14'00" | 65°05'00" | 2566-27 | Depósitos asoc. a sedimentos. Fosforitas biogénicas. | Cuarzitas, lutitas y fangolitas | Formación Centinela | Ordovícico | Restos de conchillas fosfáticas de Lingulas en cuarzitas | | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 43 | hierro | 9 de Octubre (Zapla) | Abra de los Tomates (Sierra de Zapla) | 24°14'40" | 65°05'10" | 2566-27 | Depósitos asoc. a sedimentos Hierro sedimentario | Areniscas váuquicas, limolitas arcillosas, arcillitas. | Formación Lipeón | Silúrico inferior. | Hematita, chamostita, limonitas goethita, siderita, pirita. Cuarzo | 11 niveles separados por 35m que totalizaron 2635 m | Angellelli <i>et al.</i> , 1970 Boso y Monaldi, 1999 Sureda <i>et al.</i> , 1986 |
| 44 | áridos | Río Perico | Perico | 24°21'50" | 65°06'40" | 2566-33 | Depósitos clásticos sueltos en cauces de ríos | Cantos rodados, gravas, arenas gruesas y finas y sedimentos limo-arcillosos | | Holoceno | | Explotación mecanizada en los cauces de los ríos | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 45 | travertinos, calizas | El Sauce | Campo Santo | 24°35'30" | 65°09'30" | 2566-33 | Depósitos asoc. a sedimentos. Calizas. Niveles travertínicos. | Calizas oolíticas, calizas arenosas. Travertinos | Formación Yacoraité Formación El Sauce | Cretácico superior Cuaternario | Calizas oolíticas, calizas arenosas. Travertinos, aragonita. | Frente de cantera de 300-400 m de longitud, 30-40 m de ancho y 15-20 m de alto | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 46 | hierro | Puesto Viejo I - II - III | Sa. de Puesto Viejo | 24°28'40" | 64°56'43" | 2566-34 | Depósitos asoc. a sedimentos Hierro sedimentario | Areniscas váuquicas, limolitas arcillosas, arcillitas. | Formación Lipeón | Silúrico inferior. | Hematita, chamostita, limonitas goethita, siderita, pirita. Cuarzo | Laboreos a cielo abierto y subterráneos. | Angellelli, 1984 Angellelli <i>et al.</i> , 1970 Boso y Monaldi, 1999 Sureda <i>et al.</i> , 1986 Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 47 | travertinos, calizas | Puesto Viejo | Sa. de Puesto Viejo | 24°30'10" | 64°56'00" | 2566-34 | Depósitos asoc. a sedimentos. Calizas, niveles travertínicos | Calizas oolíticas, calizas arenosas. Travertinos | Formación Yacoraité Formación El Sauce | Cretácico superior Cuaternario | Calizas oolíticas, calizas arenosas. Travertinos, aragonita. | Varios frentes de canteras. | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 48 | hierro | Unchimé (incluye más de 50 pertenencias mineras). | Gral. Güemes | 24°39'40" | 64°49'55" | 2566-34 | Depósitos asoc. a sedimentos Formación ferrifera | Areniscas váuquicas, limolitas arcillosas, arcillitas. | Formación Lipeón | Silúrico inferior. | Hematita, chamostita, limonitas goethita, siderita, pirita. Cuarzo | Explotación a cielo abierto. | Angellelli <i>et al.</i> , 1970 Boso y Monaldi, 1999 Sureda <i>et al.</i> , 1986 |

Cuadro 2. Indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Salta.

| N° | Sustancia | Nombre | Distrito o lugar | coord. X | coord. y | Hoja Geolog. 1:100.000 | Tipo de depósito | Roca de caja litología | Roca de caja nombre | Roca de caja edad | Mineralogía | Labores mineras | Bibliogr. |
|----|-----------|--------------------------------|-------------------------|-----------|-----------|------------------------|-------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|---------------------|--------------------|-----------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|
| 49 | cobre | Punilla, Aparejo, Campana | Sierra Cresta del Gallo | 24°50'00" | 64°48'30" | 2566-04 | Depósitos asoc. a sedimentos. Cu en calizas y areniscas calcáreas | Calizas oolíticas, calizas arenosas, areniscas calcáreas | Formación Yacoraité | Cretácico superior | Calcosina, bornita, malaquita, azurita. | Varias labores pequeñas a cielo abierto. Algunos socavones | Angelelli <i>et al.</i> , 1970 Peral y Wormald, 1999 Angelelli, 1984. |
| 50 | calizas | Puerta de Anta | Palomitas | 24°52'02" | 64°57'00" | 2566-04 | Depósitos asoc. a sedimentos. Calizas. | Calizas oolíticas, calizas estromatolíticas. Margas, areniscas calcáreas. | Formación Yacoraité | Cretácico superior | Calizas oolíticas. | Frente de cantera irregular largo: 40 m Avance: 15 m alto: 8m | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 51 | calizas | La Trampa, Los Antas | Cabeza de Buey | 24°53'00" | 64°54'00" | 2566-04 | Depósitos asoc. a sedimentos. Calizas. | Calizas oolíticas, calizas estromatolíticas. Margas, areniscas calcáreas. | Formación Yacoraité | Cretácico superior | Calizas oolíticas. | Frente de cantera. | Schalamuk <i>et al.</i> , 1983 |
| 52 | cobre | El Salto, San Pedro | Sierra Cresta del Gallo | 24°57'40" | 64°48'00" | 2566-04 | Depósitos asoc. a sedimentos. Cu en calizas y areniscas calcáreas | Calizas oolíticas, calizas arenosas, areniscas calcáreas | Formación Yacoraité | Cretácico superior | Calcosina, bornita, malaquita, azurita. | Varias labores pequeñas a cielo abierto. Algunos socavones | Angelelli <i>et al.</i> , 1970 Peral y Wormald, 1999 Angelelli, 1984. |
| 53 | cobre | Vampiros, San Antonio, Sinecio | Sierra Cresta del Gallo | 24°58'15" | 64°53'20" | 2566-04 | Depósitos asoc. a sedimentos. Cu en calizas y areniscas calcáreas | Calizas oolíticas, calizas arenosas, areniscas calcáreas | Formación Yacoraité | Cretácico superior | Calcosina, bornita, malaquita, azurita. | | Peral y Wormald, 1999 |
| 54 | cobre | El Chorro | Sierra Cresta del Gallo | 24°56'00" | 64°48'30" | 2566-04 | Depósitos asoc. a sedimentos. Cu en calizas y areniscas calcáreas | Calizas oolíticas, calizas arenosas, areniscas calcáreas | Formación Yacoraité | Cretácico superior | Calcosina, bornita, malaquita, azurita. | | Peral y Wormald, 1999 |

Cuadro 2. Indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Salta.

nos con capacidad de 10 a 15 m³/día, que producían cal semihidráulica (Schalamuk *et al.*, 1983).

Fosfatos

Las manifestaciones de fosforita en el NOA se reconocen a lo largo de una faja de más de 200 km ubicada en el borde occidental de las Sierras Subandinas, entre la sierra de Zapla y el límite con Bolivia. Se trata de fosforitas bioclásticas de plataforma con restos de conchillas fosfáticas del braquiópodo *Lingula* que generalmente yacen en niveles sedimentarios marinos del Ordovícico medio a superior, particularmente en ortocuarcitas grises de las formaciones Labrado y Centinela.

Para el caso de la Hoja, se conoce el sector Cargadero Chauque, ubicado en el extremo sur de la faja mencionada, en la sierra de Zapla.

Cargadero Chauque

El depósito se ubica sobre el cauce del río Capillas, 12 km al NE del paraje del mismo nombre, 50 km al NE de San Salvador de Jujuy.

En el sector, donde el río mencionado corta el flanco oriental del anticlinal de Zapla, observándose la secuencia sedimentaria ordovícica, aflora un nivel cuarcítico correspondiente a la Formación Centinela, portador de fosfatos, que tiene rumbo N5°O e inclinación de 21° al E. La potencia media alcanza 3,05 m y la longitud de afloramiento reconocida es de 1.013 metros. La cubicación realizada indica la existencia de 315.144 t con ley media de 4,6% de P₂O₅ (Ramallo, 1978).

En el área de la mina de hierro 9 de Octubre, Mastandrea y Leanza (1975) indicaron la existencia de niveles portadores de fosfato, de los cuales el principal, dentro de la Formación Centinela, tiene una corrida de 600 m, con espesores de 0,2 a 0,35 m y leyes de 2,8 a 5,9% de P₂O₅.

6. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Contacto entre el granito Tastil y depósitos ordovícicos en el Angosto de La Quesera

En el extremo noroeste de la Hoja se encuentra el Angosto de La Quesera, donde se puede apreciar la relación de disconformidad entre estratos ordovícicos y el granito Tastil (Keidel 1943; Kilmurray e Igarzábal, 1971; Aceñolaza *et al.*, 2003; Astini, 2005) y/o de intrusividad de la roca ígnea en

las sedimentitas (Tubía *et al.*, 1999; Hongn *et al.*, 2001; Hongn *et al.*, 2010). La discusión, no resuelta aún, acerca del tipo de relación de contacto planteado, constituye un tema clave para el análisis evolutivo de las cuencas del Paleozoico inferior en la región.

Secuencia ordovícica y fósiles en el cerro San Bernardo

El cerro San Bernardo se puede recorrer por camino asfaltado que conduce a un mirador y estación de teleférico próximo a la ciudad de Salta. Hay allí excelentes exposiciones de una parte de la secuencia estratigráfica del Ordovícico inferior, cuyas rocas cuentan con una abundante y variada fauna de trilobites y graptolites.

Secuencia volcánica del Complejo Volcánico y Volcanoclástico Diego de Almagro en el cerro Las Burras

Estos depósitos se restringen a un área de aproximadamente 7 km de diámetro rodeando el cerro Las Burras. Los afloramientos localizados desde la estación Diego de Almagro al sur de la quebrada Las Burras y hasta la quebrada del río Toro son los que presentan mayor continuidad. Otros de menor expresión están dispersos pocos kilómetros hacia el norte y el noroeste de la estación Diego de Almagro.

La secuencia de depósitos primarios del Complejo Diego de Almagro está integrada por lavas basales, depósitos de bloques y cenizas, domos y conos de escoria y lavas asociadas.

Discordancia progresiva Alfarcito

Frente al paraje Alfarcito, sobre la ruta 51, se observa una relación de disconformidad entre el granito Tastil y depósitos volcanoclásticos, que está situada en el frente de un cabalgamiento vergente al este que ascendió el batolito de Tastil. Los estratos volcanoclásticos tienen una disposición en abanico, con discordancias progresivas que indican contemporaneidad de la depositación con los movimientos tectónicos.

Discordancia angular de Puesto Viejo entre los depósitos del Silúrico - Devónico y los de la Formación Yacoraite

Frente al ingreso a la planta de cementos Minetti en la sierra de Puesto Viejo, se puede apreciar una relación discordante de alto ángulo entre las secuencias silúrico-devónicas y la Formación Yacoraite

Esta observación, complementada con la relación paraconcordante del Grupo Santa Victoria con las unidades silúrico-devónicas aflorantes en la sierra de Zapla, constituye una clave para acotar la probable edad de la deformación pre-cretácica en la región.

Falla de El Gólgota

En el paraje El Gólgota de la quebrada del Toro, se observa una falla inversa de muy alto ángulo que generó el cabalgamiento del Complejo Puncoviscana sobre cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón, sellado por depósitos cretácicos del Subgrupo Balbuena. A la vez, sobre los depósitos cretácicos se apoyan, en discordancia angular, sedimentitas fluviales neógenas. El contacto del Subgrupo Balbuena, discordante sobre la mencio-

nada falla inversa, constituye una evidencia de actividad tectónica precretácica en la región, atribuible a las fases compresivas ocurridas durante el Paleozoico.

Mina 9 de Julio en la sierra de Zapla

En la parte central de la sierra de Zapla se encuentra la mina de hierro 9 de Julio, cuyas actividades se iniciaron en 1945. En sus alrededores afloran los horizontes ferríferos intercalados en la Formación Lipeón, de edad silúrico - devónica. El recorrido hasta la mina atraviesa la ladera occidental de la sierra de Zapla donde se aprecian las diferentes unidades silúrico-devónicas y su relación por falla con sedimentitas terciarias. Desde la mina 9 de Julio hacia el este se observan los afloramientos ordovícicos que integran el núcleo del anticlinal que conforma la sierra de Zapla.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F.G., 1968. Geología estratigráfica de la sierra de Cajas, Departamento Humahuaca (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23 (2): 207-224. Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA, F.G., 1973. *Sambernardaspis pygacantha* nov. gen. et nov. sp. (Trilobita-Asaphidae) del cerro San Bernardo, Salta, República Argentina. *Ameghiniana* 10 (2): 132-138. Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA, F.G. y F.R. DURAND, 1973. Trazas fósiles del basamento cristalino del noroeste argentino. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba* 2: 45-55. Córdoba.
- ACEÑOLAZA, F.G. y A.J. TOSELLI, 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del noroeste argentino. 2º Congreso Latinoamericano de Geología, *Memorias* 2: 755-764. Caracas.
- ACEÑOLAZA, F.G. y A.J. TOSELLI, 2009. The Pampean Orogen: Ediacaran-Lower Cambrian evolutionary history of Central and Northwest region of Argentina. En C. Gaucher, A.N. Sial, G.P. Halverson, y H.E. Frimmel (Eds.): *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana*. *Developments in Precambrian Geology* 16. Elsevier.
- ACEÑOLAZA, F.G., F. DURAND y J. SOSAGÓMEZ, 1989. Cuenca del Precámbrico superior - Cámbrico inferior del Noroeste argentino. En G. Chebli y L. Spalletti (Eds.): *Cuencas sedimentarias argentinas*. Serie Correlación Geológica 6: 9-18. Tucumán.
- ACEÑOLAZA, F.G., L.A. BUATOIS, M.G. MÁNGANO, S. ESTEBAN, M.F. TORTELLO y G.F. ACEÑOLAZA, 1999. Cámbrico y Ordovícico del noroeste argentino. En R. Caminos (Ed.): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Anales* 29 (7): 167-187. Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA, G.F., 2003. The Cambrian System in Northwestern Argentina: stratigraphical and palaeontological framework. *Geologica Acta* 1: 23-39.
- ACEÑOLAZA, G.F., 2005. Discussion and reply: The Cambrian System in Northwestern Argentina: stratigraphical and palaeontological framework. Reply. *Geologica Acta* 3 (1): 73-77.
- ACEÑOLAZA, G.F., J.P. MILANA, S. HEREDIA y M. SIMOES, 2003. Stratigraphical and biostratigraphical framework of the Angosto de la Quesera conglomerate complex (Cordillera Oriental of Salta): an incised valley system in the Tremadocian of NW-Argentina. En G. Albanesi, M. Beresi y S. Peralta (Eds.): *Ordovician from the Andes*, Serie Correlación Geológica 17: 365-370. Tucumán.
- ADAMS, C., H. MILLER y A.J. TOSELLI, 1990. Nuevas edades de metamorfismo por el método K-Ar de la Formación Puncoviscana y equivalentes, NO de Argentina. En F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli, (Eds.): *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Serie Correlación Geológica 4: 209-210. Tucumán.
- ADAMS, C., H. MILLER y A.J. TOSELLI, 2005. Rb-Sr age of metasediments of The Puncoviscana Formation, northwest Argentina, and U-Pb detrital zircon age evidence for their provenance. En R. Pankhurst y G. Veiga (Eds.): *Gondwana* 12, Abstract: 35. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- ADAMS, C., H. MILLER, A.J. TOSELLI y W. GRIFFIN, 2008. The Puncoviscana Formation of northwest Argentina: U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 247 (3): 341-352.
- ADAMS, C., H. MILLER, F.G. ACEÑOLAZA, A.J. TOSELLI y W. GRIFFIN, 2010. The Pacific Gondwana margin in the late Neoproterozoic-early Paleozoic: Detrital zircon U-Pb ages from metasediments in northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting. *Gondwana Research* 19 (1): 71-83.
- AGUILERA, N., 1995. Fotomapa Hoja Salta. E. 1: 250.000. Universidad Nacional de Salta. Inédito.
- ALBANESI, G. y R. RAO, 1996. Conodont fauna from the Santa Gertrudis Formation (Middle-Late Ordovician), Eastern Cordillera, Northwestern Argentina. 6º International Conodont Symposium (ECOS VI). Abstracts: 3. Warszawa.
- ALONSO, R.N., 1980. *Ichneumonidae* (Ornithopoda, Hadrosauridae) en el Cretácico Superior del norte argentino. *Acta Geológica Lilloana* 15 (2): 55-64. Tucumán.
- ALONSO, R.N. y R.A. MARQUILLAS, 1981. Trazas fósiles de la Formación Campanario (Grupo Mesón, Cámbrico) en el Norte Argentino. Consideraciones ambientales y cronológicas. *Revista del Instituto de Geología y Minería* 4: 32-41. Universidad Nacional de Jujuy.
- ALONSO, R.N. y R.A. MARQUILLAS, 1986. Nueva localidad con huellas de dinosaurios y primer hallazgo de huellas de aves en la Formación Yacoraite (Maastrichtiano) del Norte Argentino. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, *Actas* 2: 33-41.
- ÁLVAREZ, L., 2007. Los depósitos lacustres cuaternarios del tramo medio de la Quebrada del Toro. Noroeste

- Argentino. Universidad Nacional de Salta. Tesis Profesional. Inédito.
- ANDREIS, R.R., G.M. BUTTCHER, M.L. FRIGERIO, G.A. HINTERWIMMER y N.B. SAMOSIUK, 1982. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica aflorante en el río Grande, sierra de Zapla, Jujuy, Argentina y consideraciones sobre su edad. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 457-479.
- ANGELELLI, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. I. Yacimientos metalíferos, Revista del Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales II: 1-544. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. I y II.
- ANGELELLI, V., J.C. FERNÁNDEZ LIMA, A. HERRERA y L. ARISTARAIN, 1970. Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina. Minerales Metalíferos. Dirección Nacional de Geología y Minería. Anales XV. Buenos Aires.
- APARICIO GONZÁLEZ, P. y M. PIMENTEL, 2010. The Stratigraphic Basement of Mojotoro Range, northwest Argentina: U-Pb LA-ICPMS geochronology of detrital zircons. 7° SSAGI. South American Symposium on Isotope Geology, Actas CD. Brasilia.
- APARICIO GONZÁLEZ, P., M.C. MOYA y A. IMPICCINI, 2010. Estratigrafía de las rocas metasedimentarias (Neoproterozoico- Cámbrico) de la Sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 17 (2): 65-83.
- APARICIO GONZÁLEZ, P., M. PIMENTEL y N. HAUSER, 2011. Datación U-Pb por LA-ICP-MS de diques graníticos del ciclo pampeano, sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (1): 33-38. Buenos Aires.
- ARIAS, J.E. y A. CHÁVEZ MANRIQUE, 1976. El Grupo Orán en el Valle de Lerma, Salta, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 31 (1): 59-60. Buenos Aires.
- ARIAS, J.E., E. CHALABE, C. MORENO ESPELTA y A. CHÁVEZ, 1980. Geología del área termal de Cachipunco, Departamento de Santa Bárbara, provincia de Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35 (4): 557-569. Buenos Aires.
- ASTINI, R.A., 2003. The Ordovician Proto-Andean basins. En J.L. Benedetto (Ed.): Ordovician Fossils of Argentina. Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba: 1-74. Córdoba.
- ASTINI, R.A., 2005. Las sedimentitas que apoyan en no concordancia sobre el "granito rojo" en el angosto de la Quesera (Cordillera Oriental, Salta): una revisión crítica a más 60 años de los trabajos pioneros de J. Keidel. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60: 513-523. Buenos Aires.
- ASTINI, R.A., 2008. Sedimentación, facies, discordancias y evolución paleoambiental durante el Cambro-Ordovícico. En B. Coira y E.O. Zapettini (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy. Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino: 50-73. Jujuy.
- ASTINI, R.A., F.M. DÁVILA y G. COLLO, 2008. Las discordancias tilcárica e irúyica en el noroeste argentino: Una perspectiva regional. Actas del 17° Congreso Geológico Argentino. Jujuy.
- BACHMAN, G., B. GRAUERT, U. KRAMM, A. LORK y H. MILLER, 1987. El magmatismo Cámbrico medio-Cámbrico superior en el basamento del noroeste argentino: investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre los granitoides de los complejos intrusivos Santa Rosa de Tastil y Cañaní. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 125-127. Tucumán.
- BAÉZ, A.M. y Z.B. DE GASPARINI, 1977. Orígenes y evolución de los anfibios y reptiles del Cenozoico de América del Sur. Acta Geológica Lilloana 14: 149-232. Tucumán.
- BAÉZ, C.P., 1950. Informe geológico de la Quebrada del Toro. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Inédito.
- BAHLBURG, H. y F. HERVÉ, 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of NW Argentina and N Chile. Geological Society of America Bulletin 109: 869-884.
- BALDIS, B. y R. OMARINI, 1984. El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico sudamericano. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 64-78. Buenos Aires.
- BALDIS, B., A. GORROÑO, J. PLOSKIEWICZ y R. SARUDIANSKY, 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 3-22. Buenos Aires.
- BENEDETTO, J.L., 1976. Una nueva especie del género *Hoekaspis kobayashii* de la provincia de Jujuy, con consideraciones acerca de las faunas llanvirnianas de Argentina y Bolivia. Ameghiniana 13 (3-4): 300-311. Buenos Aires.
- BENEDETTO, J.L., 2010. El Continente de Gondwana a través del tiempo. Una introducción a la Geología Histórica. Academia Nacional de Ciencias, 384. Córdoba.

- BENEDETTO, J.L. y M.T. SÁNCHEZ, 1972 a. El hallazgo de peces Pycnodontiformes (Holostei) en la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) de la provincia de Salta (Argentina) y su importancia paleoecológica. *Acta Geológica Lilloana* 11 (8): 151-176. Tucumán.
- BENEDETTO, J.L. y M.T. SÁNCHEZ, 1972 b. *Coelodus toncoensis* nov. sp. (Pisces, Holostei, Pycnodontiformes) de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) de la provincia de Salta. *Ameghiniana* 9 (1): 59-71. Buenos Aires.
- BOLL, A. y R. HERNÁNDEZ, 1986. Interpretación estructural del área de Tres Cruces. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercer época, año III (7): 2-14. Buenos Aires.
- BONAPARTE, J.F. y G. BOSSI, 1967. Sobre la presencia de dinosaurios en la Formación Pirgua del Grupo Salta y su significado cronológico. *Acta Geológica Lilloana* 9: 25-44. Tucumán.
- BONAPARTE, J.F. y J.E. POWELL, 1980. A continental assemblage of tetrapods from the Upper Cretaceous beds of El Brete, northwestern Argentina (Sauropoda-Coelurosauria-Carnosauria-Aves). *Memorias de la Sociedad Geológica de Francia* 139: 19-28.
- BONAPARTE, J.F., J.A. SALFITY, G.E. BOSSI y J. POWELL, 1977. Hallazgo de dinosaurios y aves cretácicas en la Formación Lecho de El Brete (Salta), próximo al límite con Tucumán. *Acta Geológica Lilloana* 14: 5-17. Tucumán.
- BONARELLI, G., 1913. Las Sierras Subandinas del Alto de Aguaraigüe y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, departamento de Orán, provincia de Salta. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas, *Anales* 8 (4): 1-50. Buenos Aires.
- BONARELLI, G., 1914. Sobre la estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del Distrito Minero de Orán. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, *Boletín* 9, Serie B (Geología): 1-43. Buenos Aires.
- BONARELLI, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy). Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas, *Anales* 15 (10): 5-97. Buenos Aires.
- BOND, M. y G. LÓPEZ, 1993. El primer Notohippidae (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbreira (Grupo Salta) del noroeste argentino. Consideraciones sobre la sistemática de la familia Notohippidae. *Ameghiniana* 30: 59-68. Buenos Aires.
- BOND, M. y G. LÓPEZ, 1995. Los mamíferos de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la Provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana* 32 (3): 301-309. Buenos Aires.
- BOSO, M.A., 1995. Estratigrafía y sedimentología de las formaciones Zapla y Lipeón y los depósitos ferríferos asociados en las Sierras Subandinas Centrales del norte argentino. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. 177 pp. Inédito.
- BOSSI, G.E. y M. WAMPLER, 1969. Edad del Complejo Alto de Las Salinas y Formación El Cadillal según el método K-Ar. *Acta Geológica Lilloana* 10: 141-160. Tucumán.
- BRACKEBUSCH, L., 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. Academia Nacional de Ciencias, *Boletín* 5 (2): 137-184. Córdoba.
- BRACKEBUSCH, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina. Escala 1: 1.000.000, Instituto Geográfico de C. Hellfarth, Gotha.
- BRANDÁN, E.M., 1974. Perfil geológico compuesto del tramo este del río Piedras, río Juramento y arroyo El Naranjo, departamentos de Metán y Anta, provincia de Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Seminario I, inédito.
- BUATOIS, L.A. y G. MÁNGANO, 2005. Discussion and reply: The Cambrian System in Northwestern Argentina: stratigraphical and palaeontological framework. *Discussion. Geologica Acta* 3 (1): 65-72.
- BUATOIS, L.A., F.J. ZEBALLO, G.L. ALBANESI, G. ORTEGA, N.E. VACCARI y M.G. MÁNGANO, 2006. Depositional environments and stratigraphy of the Upper Cambrian-Lower Ordovician Santa Rosita Formation at the Alfarcito area, Cordillera Oriental, Argentina: Integration of biostratigraphic data within a sequence stratigraphic framework. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 13 (1): 1-29.
- CARBAJAL, E., R. PASCUAL, R. PINEDO, J.A. SALFITY y M.G. VUCETICH, 1977. Un nuevo mamífero de la Formación Lumbreira (Grupo Salta) de la comarca de Carahuasi (Salta, Argentina), edad y correlaciones. *Publicaciones del Museo Municipal de Ciencias Naturales de Mar del Plata "Lorenzo Scaglia"* 2 (7): 148-163. Mar del Plata.
- CARRAPA, B., J. TRIMBLE y D. STOCKLI, 2011. Patterns and timing of exhumation and deformation in the Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics* 30, TC 3003 doi: 10.1029/2010TC002707.
- CARRERA, N., J.A. MUÑOZ, F. SABAT, R. MON y E. ROCA, 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural Geology* 28: 1921-1932.
- CASTILLO, A. y C. GANÁM, 2005. La explotación de arcillas ladrilleras en los alrededores de la ciudad de

- Salta. 8° Congreso Argentino de Geología Económica, pág. 5. Buenos Aires.
- CASTILLO, M.L., G. DE LA HOZ y A. HOYOS, 2004. Las calizas de los cerros San Miguel, La Merced, provincia de Salta: aplicación industrial. 11° Reunión Argentina de Estudiantes de Geología. Actas: 19-23. Salta.
- CAZAU, L., J. OLIVER GASCÓN y N. CELLINI, 1976. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) en la porción oriental de las provincias de Salta y Jujuy. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 341-356. Buenos Aires.
- CECCIONI, G., 1949. Informe preliminar sobre el levantamiento de la zona sur del anticlinal de Zapla y parte de Santa Bárbara (provincia de Jujuy). Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Tucumán 2 (5): 63-76. Tucumán.
- CECCIONI, G., 1953. Contribución al conocimiento de los Nautiloideos Eopaleozoicos argentinos. Parte I: Protocycloceratidae-Cyclostomiceratidae. Boletín del Museo Nacional de Historia y Ciencias Naturales, 26 (2): 56-110. Santiago de Chile.
- CELLINI, N., 1971. Estudios geológicos en las zonas de las Sierras de Santa Bárbara y Cresta de Gallo. Provincias de Salta y Jujuy. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Departamento de Geología de Exploración. Informe inédito.
- CHABERT, M. y R. CENTENO, 1975. Informe Final Área de Reserva n° 14 - Vizcacheral o Pancho Arias, provincia de Salta. Dirección General de Fabricaciones Militares. Centro de Exploración Geológico-Minera II. Inédito, 22 pp.
- CHÁVEZ MANRIQUE, J., 1981. Estratigrafía y Tectónica del área de San Francisco (Faldeo oriental de la sierra de Mojotoro), Departamento Capital, Provincia de Salta. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta, inédito, 80 pp. Salta.
- CIONE, A.L., 1977. Algunas consideraciones sobre Pycnodontiformes (Pisces, Holostei) procedentes de la Formación Yacoraita, Cretácico Tardío, de la provincia de Salta, Argentina. *Ameghiniana* 14: 315-316. Buenos Aires.
- COCKERELL, T.D.A., 1925. Tertiary fossil insects from Argentina. *Nature* 2924 (116): 711-712.
- COCKERELL, T.D.A., 1926. Some Tertiary fossil insects. *Annals and Magazine of Natural History, Serie 9a*, 18 (106): 314-324.
- COCKERELL, T.D.A., 1936. The fauna of the Sunchal (or Margas Verdes) Formation, northern Argentina. *American Museum* 886: 1-9.
- CORDANI, U.G., R.H. OMARINI, K.R. VANCINI y L. PETRONILHO, 1990. Geocronología Rb/Sr y K/Ar del Complejo Granítico Santa Rosa de Tastil y de la Formación Puncoviscana, Salta, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 239-242. San Juan.
- DE CELLES, P., B. CARRAPA y G. GEHRELS, 2007. Detrital zircon U-Pb ages provide provenance and chronostratigraphic information from Eocene synorogenic deposits in northwestern Argentina. *Geology* 35: 323-326.
- DEL PAPA, C.E., 1999. Sedimentation on a ramp type lake margin: Paleocene-Eocene Maíz Gordo Formation, Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 349-400.
- DEL PAPA, C.E., 2006. Estratigrafía y paleoambientes de la Formación Lumbrera, Grupo Salta, Noroeste Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(3): 15-29. Buenos Aires.
- DEL PAPA, C.E. y J.A. SALFITY, 1999. Non-marine Paleogene sequences, Salta Group, Northwest Argentina. En F. Colombo, I. Querault e I. Petrinovic (Eds): *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino*, Acta Geológica Hispánica 34: 105-122.
- DEL PAPA, C.E., A. DISALVO, J. REYNOLDS, R. PEREYRA y J.G. VIRAMONTE, 1993. Utilización de niveles piroclásticos en correlación estratigráfica: un ejemplo para el Terciario Superior del noroeste argentino. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II: 166-171. Mendoza.
- DEL PAPA, C.E., V. GARCÍA y M. QUATTROCCHIO, 2002. Sedimentary facies and palynofacies assemblage in Eocene perennial lake, Lumbrera Formation, Northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 553-569.
- DEL PAPA, C.E., F.D. HONGN, I.A. PETRINOVIC y R. DOMÍNGUEZ, 2004. Evidencias de la deformación pre-miocena media asociada al antepaís andino en la Cordillera Oriental (24° 35'S - 66° 12'O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (3): 506- 509. Buenos Aires.
- DEL PAPA, C.E., F. HONGN, R. MON, J. POWELL e I. PETRINOVIC, 2005. Stratigraphy and syndepositional structures of the basal foreland deposits in the northern Valle Calchaquí, NW Argentina. VI International Symposium on Andean Geodynamics, Actas: 215-217. Barcelona.
- DEL PAPA, C.E., A. KIRSCHBAUM, J. POWELL, A. BROD, F. HONGN y M. PIMENTEL, 2009. Sedimentological, geochemical and paleontological insights applied to continental omission surfaces: a new approach for reconstructing Eocene foreland

- basin in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jsames.2009.06.004
- DERACO, V., J. POWELL, y G. LÓPEZ, 2008. Primer leontínido (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbrera (Subgrupo Santa Bárbara, Grupo Salta) del Noroeste Argentino. *Ameghiniana* 45 (1): 83-91. Buenos Aires.
- DÍAZ, J., D. MALIZZIA y G. BOSSI, 1987. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 113-116. Tucumán.
- DI CUNZOLO, S. y M. PIMENTEL, 2008. LA-ICPMS U-Pb provenance data for detrital zircons of Cambro-Ordovician units of the Quebrada de Humahuaca, Jujuy province, Argentina: tectonic significance. 6° South American Symposium on Isotope Geology, Abstracts: 63. Bariloche.
- DO CAMPO, M., 1999. Metamorfismo del basamento en la Cordillera Oriental de la Puna. En G. González Bonorino, R. Omarini y J. Viramonte (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*, Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 41-51. Salta.
- DO CAMPO, M. y S. RIBEIRO GUEVARA, 2005. Provenance analysis and tectonic setting of late Neoproterozoic metasedimentary successions in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 143-153.
- DO CAMPO, M., H. OSTERA y R. OMARINI, 1994. Edades K-Ar en fracciones pelíticas en la Formación Puncoviscana, Salta, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 21: 233-240.
- DURAND, F.R. y F.G. ACEÑOLAZA, 1990. Caracteres biofaunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior) del Noroeste Argentino. En F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Eds.): *El ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. INSUGEO, Serie de Correlación Geológica 4: 71-112. Tucumán.
- ESCAYOLA, M.P., C.R. VAN STAAL y W.J. DAVIS, 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: an accretionary complex related to early Cambrian closure of the Puncoviscana ocean and accretion of the Arequipa - Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences* 32 (4): 437-458.
- FERNÁNDEZ, J.C., 1981. Conodontos y observaciones estratigráficas en la zona del río Capillas, sector septentrional del anticlinal de Zapla (Provincia de Jujuy). Universidad Nacional de Salta, Tesis Profesional, Inédito.
- FERNÁNDEZ, J.C., 1982. Conodontos arenigianos de la sierra de Zapla, provincia de Jujuy, Argentina. Tercer Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Resúmenes: 16. Corrientes.
- FERNÁNDEZ, J.C., P. BONDESIO y R. PASCUAL, 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbrera (Eógeno, ¿Eoceno?) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas, paleoecológicas y paleozoogeográficas. *Ameghiniana* 10 (2): 152-172. Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ PÉREZ, C.E., 1984. Perfil estratigráfico de las sedimentitas aflorantes en las quebradas de Carachi y El Mollar. Departamento Rosario de Lerma. Provincia de Salta. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 55 pp. Salta.
- FLEMINGS, P.B. y T.E. JORDAN, 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology* 18: 430-434.
- FORTEY, R.A., 1995. The Ordovician Series of the Historical Type Area: Revision as a contribution to their utility in international correlation. En J.D. Cooper, M.I. Droser y S.C. Finney (Eds.): *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 11-13. Las Vegas.
- FOSSA MANCINI, E., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras 15 (171): 31-95. Buenos Aires.
- GALLARDO, E., 1981. Estratigrafía y tectónica en la quebrada del río Capillas, entre las quebradas del Bayo y del Toro. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 31 pp. Salta.
- GALLARDO, E., N. AGUILERA, D. DAVIES y R. ALONSO, 1996. Estratigrafía del Cuaternario del Valle de Lerma, Provincia de Salta, Argentina. 12° Congreso Geológico Boliviano, Memorias 2: 483-493. Tarija.
- GALLI, C.I., 1995. Estratigrafía y Sedimentología del Subgrupo Metán (Grupo Orán-Terciario) en el noroeste argentino. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, 100 pp. Salta.
- GALLI, C.I. y R. HERNÁNDEZ, 1999. Evolución de la cuenca de antepaís de la zona de la Cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior-Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. *Acta Geológica Hispánica* 34 (2-3): 167-184.
- GALLI, C.I. y R.A. MARQUILLAS, 1995. La cuenca de antepaís compleja del Subgrupo Metán (base del Grupo Orán, Neógeno), provincia de Salta, Argentina. Taller de trabajo Evolución Tectosedimentaria de Cuenclas de Antepaís (Ejemplos Andinos), pág.14. San Juan.

- GALLI, C.I., R. HERNÁNDEZ y J. REYNOLDS, 1996. Análisis paleoambiental y ubicación geocronológica del Subgrupo Metán (Grupo Orán, Neógeno) en el río Piedras, departamento Metán, Salta, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Año XII (46): 99-107. Buenos Aires.
- GALLISKI, M.A. y J.G. VIRAMONTE, 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: A petrological approach. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 329-342.
- GARCÍA, V.H., S. SPAGNOTTO y F. HONGN, 2011. El sismo de Salta del 27 de febrero de 2010, magnitud, localización, mecanismo focal, réplicas y fuente sismogénica. 18° Congreso Geológico Argentino, Simposio de Tectónica Andina. Neuquén.
- GARCÍA, V.H., F. HONGN y E.O. CRISTALLINI, 2013 a. Late Miocene to recent morphotectonic evolution and potential seismic hazard of the northern Lerma valley: Clues from Lomas de Medeiros, Cordillera Oriental, NW Argentina. *Tectonophysics* 608: 1238-1253.
- GARCÍA, V.H., R.A.J. ROBINSON, F. HONGN, E.O. CRISTALLINI, D.L. YAGUPSKY, D. WINOCUR y D.R. VERA, 2013 b. Late Quaternary uplift rate of Lomas de Carabajal, Lerma valley, Cordillera Oriental, NW Argentina. Insights from structural analysis and OSL dating. 4° International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA). Aachen, Germany.
- GASPARINI, Z.B. DE y A.M. BÁEZ, 1975. Aportes al conocimiento de la herpetofauna terciaria de la Argentina. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3: 377-415. Tucumán.
- GEBHARD, J., A. GIUDICI y J. OLIVER GASCÓN, 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39 (3): 359-375. Buenos Aires.
- GOIN, F.J., R.M. PALMA, R. PASCUAL y J.E. POWELL, 1986. Persistencia de un primitivo Borhyanidae (Mammalia, Marsupialia) en el Eoceno temprano de Salta (Fm. Lumbrera, Argentina). Aspectos geológicos y paleoambientales relacionados. *Ameghiniana* 23 (1-2): 47-56. Buenos Aires.
- GÓMEZ OMIL, R.J., A. BOLL y R.M. HERNÁNDEZ, 1989. Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). En Chebli, G.A. y L.A. Spalletti (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán: 43-64, San Miguel de Tucumán.
- GONZÁLEZ, D., 2011. Estudio estructural del tramo medio de la sierra de Mojotoro. Provincia de Salta. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta. Inédito, 42 pp.
- GONZÁLEZ, M.A., P. TCHILINGUIRIAN, F. PEREYRA y E. RAMALLO, 2003. Hoja Geológica 2366 IV, Ciudad del Libertador General San Martín. Provincias de Jujuy y Salta. Escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 274. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ, O.E., 1970. Estudio geológico de la zona de los cerros de Pereyra, sierra de Santa Bárbara (Provincia de Jujuy). Universidad Nacional de Córdoba, Tesis doctoral. Inédita.
- GONZÁLEZ, R.E., 2002. El Subgrupo Jujuy (Neógeno) entre los 24°-26° LS y 64°-66° LO, tramo centro austral de la cadena subandina argentina, provincias de Salta y Jujuy. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, 136 pp.
- GONZÁLEZ BONORINO, G. y M.C. SÁNCHEZ, 1996. Discontinuidades estratigráficas en el Grupo Mesón (Cámbrico), Cordillera Oriental argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 413. Buenos Aires.
- GORUSTOVICH, S.A., M.C. SÁNCHEZ y D.G. RUBIOLO, 1996. Formación Fundición: un intrusivo posordovícico de la Cordillera Oriental Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51 (2): 185-188. Buenos Aires.
- GRIER, M.E., J.A. SALFITY y R.W. ALLMENDINGER, 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4 (4): 351-372.
- GROEBER, P., 1953. Ándico. En P. Groeber, P.N. Stipanovic y A.R.G. Mingramm (Eds.): *Geografía de la República Argentina, Mesozoico*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 2, Parte 1 (1952): 349-541, Buenos Aires.
- HAGERMAN, T., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del departamento de Santa Bárbara en la provincia de Jujuy. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, Boletín de Informaciones Petroleras 10 (107): 3-35. Buenos Aires.
- HARRINGTON, H.J., 1938. Sobre las faunas del Ordoviciano inferior del norte argentino. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie)*. Sección Paleontología 1 (4): 109-189.
- HARRINGTON, H.J., 1957. Ordovician Formations of Argentina. En H. J. Harrington y Leanza, A.F. (Eds.): *Ordovician Trilobites of Argentina*. Department of Geology, University of Kansas, Special Publication, 1: 1-59. Lawrence.
- HARRINGTON, H.J., 1967. Devonian of South America. *International Symposium of Devonian System*. 1: 651-671. Calgary.

- HARRINGTON, H.J. y A.F. LEANZA, 1950. Los trilobites ordovícicos de la República Argentina, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 524 pp. (Inédito), Buenos Aires.
- HARRINGTON, H.J. y A.F. LEANZA, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas, Department of Geology, Special Publication 1, 259 pp. Lawrence.
- HAUSER, N., 2005. Estudio petrográfico y geoquímico de las volcanitas aflorantes al sur de la localidad estación Diego de Almagro, departamento Rosario de Lerma, Provincia de Salta. Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta, 71 pp. Salta.
- HAUSER, N., M. MATTEINI, R. OMARINI y M. PIMENTEL, 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope data on turbidites of the Paleozoic basement of NW Argentina and petrology of associated igneous rocks: Implications for the tectonic evolution of western Gondwana between 560 and 460 Ma. *Gondwana Research*.
- HERNÁNDEZ, R., C. GALLI y J. REYNOLDS, 1999. Estratigrafía del Terciario en el Noroeste Argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: Geología del Noroeste Argentino. Tomo 1. Salta.
- HILLEY, E. y R. STRECKER, 2005. Processes of oscillatory basin filling and excavation in a tectonically active orogen: Quebrada del Toro Basin, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 117 (7/8): 887-901.
- HONGN, F., 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento del borde oriental de la Puna; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (3-4): 256-268. Buenos Aires.
- HONGN, F., J.M. TUBÍA, A. ARANGUREN y R. MON, 2001. El batolito de Tastil (Salta, Argentina): un caso de magmatismo poliorogénico en el basamento andino. *Boletín Geológico y Minero* 112: 113-124.
- HONGN, F., J.M. TUBÍA, A. ARANGUREN y R. MON, 2002. La Monzodiorita Las Burras: Un plutón mioceno en el Batolito de Tastil, Cordillera Oriental Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas, CD-ROM, Artículo N° 220, 6 pp. El Calafate, Santa Cruz.
- HONGN, F., C. DEL PAPA, J. POWELL, I. PETRINOVIC, R. MON y V. DERACO, 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°-26° S): Inheritance of preexisting anisotropies on the pattern of initial Andean shortening. *Geological Society of America. Geology* 35 (3): 271-274.
- HONGN, F., J.M. TUBÍA, A. ARANGUREN, N. VEGAS, R. MON y G. DUNNING, 2010. Magmatism coeval with lower paleozoic shelf basins in NW-Argentina (Tastil batholith): constraints on current stratigraphic and tectonic interpretations. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 289-305.
- HOYOS, A., 2005. Estratigrafía y sedimentología de las terrazas cuaternarias del río Caldera. Salta. Universidad Nacional de Salta. Tesis Profesional. Inédito.
- INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA DE JUJUY. Programa Volcanismo, Metalogenia y Medio Ambiente de la Puna Jujeña. 1996. Mapa Geológico de la Provincia de Jujuy. Escala 1: 500.000. Secretaría de Industria, Comercio y Minería. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- JEZEK, P., 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Eds.): *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 4: 9-35. Tucumán.
- JEZEK, P., A.P. WILLNER, F.G. ACEÑOLAZA y H. MILLER, 1985. The Puncoviscana trough - a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. *Geologische Rundschau* 74 (3): 573-584. Stuttgart.
- JORDAN, T.E. y R.N. ALONSO, 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20° - 28° south latitude. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 71: 49-64.
- KEIDEL, J., 1910. Estudio geológico de la quebrada de Humahuaca y en la de Iruya. *Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 5 (2): 76-77. Buenos Aires.
- KEIDEL, J., 1921. Caracteres geológicos generales de la provincia de Salta en relación con la hidrología subterránea. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 4, serie F: 19-23. Buenos Aires.
- KEIDEL, J., 1927. Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la Cordillera principal o Cordillera de los Andes. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 30: 295-307. Córdoba.
- KEIDEL, J., 1943. El Ordovícico inferior en los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciales. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 36: 140-229. Córdoba.
- KIELBOWICZ DE STACH, A. y G. ANGELOZZI, 1984. Microfósiles calcáreos de la Formación Yacoraite en la subcuenca Lomas de Olmedo, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 508-522.
- KILMURRAY, J. y A. IGARZÁBAL, 1971. Petrografía y rasgos geomórficos del batolito granítico de Santa

- Rosa de Tastil, Provincia de Salta, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26 (4): 417-438. Buenos Aires.
- KILMURRAY, J., J. MERODIO y C. RAPELA, 1974. Las metamorfitas cordieríticas del área estación Incahuasi-Santa Rosa de Tastil, provincia de Salta: Rasgos petrológicos y geoquímicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (4): 425-442. Buenos Aires.
- KLEY, J. y C.R. MONALDI, 2002. Tectonic inversión in Santa Bárbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics* 21 (6): 1061.
- KRALLMANN, A., 1994. *Petrographische und geochemische Untersuchungen an jungen, basischen Vulkaniten im Bereich des Calama-Olacapato-Toro lineamientos östlich der Vulkankette, NW-Argentinien*. Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen, Helf 45: 1-150.
- KUMPA, M. y M.C. SÁNCHEZ, 1988. Geology and sedimentology of the Cambrian Mesón Group (NW Argentina). En H. Bahlburg, C. Breikreutz y P. Ghiese (Eds.): *The Southern Central Andes*. Lecture Notes in Earth Sciences 17: 39-53.
- LENCINAS, A. y J.A. SALFITY, 1973. Algunas características de la Formación Yacoraite en el oeste de la cuenca Andina, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas III: 253-267. Villa Carlos Paz, Córdoba.
- LORK, A., H. MILLER, U. KRAMM y B. GRAUERT, 1990. Sistemática U-Pb de circones detríticos de la Formación Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la sierra de Cachi (Provincia de Salta), Argentina. En F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Eds.): *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*, Serie Correlación Geológica 4: 199-208. Tucumán.
- LOSS, R., 1951. Contribución al conocimiento de las faunas graptolíticas del norte argentino. Graptolites del Cerro San Bernardo (Salta) y zona del Dique La Ciénaga (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 6 (1): 21-61. Buenos Aires.
- LUCENA, L., 2007. *Geología de la Fosa del Toro, Cordillera Oriental, provincia de Salta*. Universidad Nacional de Salta. Tesis profesional inédita.
- LURGO, C., 1974-1975. Informe sobre la prospección de recursos ferríferos en el área del Plan NOA I, provincias de Salta y Jujuy, Entregas I, II y III. Dirección General de Fabricaciones Militares. Centro de Exploración Geológico-Minera II. Inédito. Buenos Aires.
- MALABARBA, M.C., O. ZULETA y C. DEL PAPA, 2006. Proterocara argentina, a new fossil cichlid from the Lumbraera Formation, Eocene of Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology* 26 (2): 267-275. Sheridan Press, Hanover, Pennsylvania.
- MALAMUD, B.D., T.E. JORDAN, R.N. ALONSO, E.F. GALLARDO, R.E. GONZÁLEZ y S.A. KELLEY, 1995. Four new Quaternary ash and tuff ages, Lerma valley, NW Argentina. American Geophysical Union Spring Meeting, Abstracts: S289. Baltimore.
- MALANCA, S., 1996. Morfología y Ontogenia de un nuevo Shumadiidae (Trilobita) del Tremadociano de la sierra de Mojotoro, Salta, Argentina. *Memorias 12° Congreso Geológico de Bolivia*. Actas 1: 391-399. Tarija.
- MÁNGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 2004 a. Integración de estratigrafía secuencial, sedimentología e icnología para un análisis cronoestratigráfico del Paleozoico inferior del noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 273-280. Buenos Aires.
- MÁNGANO, M.G. y L.A. BUATOIS, 2004 b. Reconstructing Early Phanerozoic intertidal ecosystems: Ichnology of the Cambrian Campanario Formation in northwest Argentina. En B.D. Webby, M.G. Mángano y L.A. Buatois (Eds.): *Trace Fossils in evolutionary Paleocology*. Fossils & Strata, 51: 17-38.
- MÁRQUEZ VIEYRA, M., 1972. Informe Geológico Económico preliminar de la mina Porvenir, cerro Purma, departamento San Antonio, Jujuy. Dirección Provincial de Minería, inédito, 9 pp. Jujuy.
- MARQUILLAS, R.A., 1985. Estratigrafía, sedimentología y paleoambientes de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) en el tramo austral de la cuenca, norte argentino. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Tesis Doctoral, 139 pp., inédito.
- MARQUILLAS, R.A. y J.A. SALFITY, 1988. Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentine. En H. Bahlburg, Ch. Breikreutz, P. Giese (Eds.): *The Southern Central Andes*. Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sciences 17: 119-136. Berlin-Heidelberg.
- MARQUILLAS, R.A., C. DEL PAPA, I. SABINO y J. HEREDIA, 2003. Prospección del límite K/T en la cuenca del Noroeste, Argentina. Nota Breve. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (2): 171-174. Buenos Aires.
- MARQUILLAS, R.A., C. DEL PAPA e I. SABINO, 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94 (1): 94-113.

- MARQUILLAS, R.A., I. SABINO, A. SIAL, C. DEL PAPA, F. FERREIRA y S. MATTHEWS, 2007. Carbon and oxygen isotopes of Maastrichtian-Danian shallow marine carbonates: Yacoraite Formation, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23 (4): 304-320, doi: 10.1016/j.jsames.
- MARRETT, R. y M.R. STRECKER, 2000. Response of intracontinental deformation in the central Andes to late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. *Tectonics* 19: 452-467.
- MARRETT, R., R.W. ALLMENDINGER, R.N. ALONSO y R.E. DRAKE, 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 179-207.
- MARTÍN, F.A., J.M. ARNOSIO y P.J. CAFFE, 2006. Caracterización petrográfica y relaciones de intrusión en un sistema de pórfiro de Cu-Mo: el prospecto Pancho Arias. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 221-224. Jujuy.
- MASTANDREA, O. y H. LEANZA, 1975. Los estratos con Lángula del norte argentino como fuentes de fosfatos. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 2: 445-460. Buenos Aires.
- MATTEINI, M., V. ACOCELLA, A. DINI, R. MAZZUOLI, R. OMARINI, A. UTTINI, L. VEZZOSI, A. GIONCADA y H. GUILLOU, 2004. Magmatism along a transverse structure in the Central Andes: The Miocene Tastil-Las Burras Magmatic Complex (NW Argentina). Abstracts IAVCEI Chile.
- MAURI, E.T., 1944. Estudio geológico de la zona comprendida entre el río de Los Gallos y el río del Valle al E de la Sierra Centinela, en el departamento Anta, provincia de Salta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito. Buenos Aires.
- MAURI, E.T., 1948. Observaciones geológicas en el sudoeste de la provincia de Salta (departamentos de Cafayate, San Carlos, Molinos, Guachipas y La Viña). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito, Buenos Aires.
- MAURI, E.T., 1966. Geología general del yacimiento ferrífero de Unchimé. Instituto Nacional de Geología y Minería, inédito. Buenos Aires.
- MAURI, E.T., 1967. Geología general del yacimiento ferrífero de Santa Bárbara Sur. Instituto Nacional de Geología y Minería, inédito. Buenos Aires.
- MAURI, E.T., 1968. Geología general del yacimiento ferrífero de Santa Bárbara Centro, provincia de Salta. Instituto Nacional de Geología y Minería, inédito, Buenos Aires.
- MAZZUOLI, R., L. VEZZOLI, R. OMARINI, V. ACOCELLA, A. GIONCADA, M. MATTEINI, A. DINI, H. GUILLOU, N. HAUSER, A. UTTINI y S. SCAILLEt, 2008. Miocene magmatism and tectonics of the easternmost sector of the Calama-Olacapato-El Toro fault system in Central Andes at ~24°S: Insights into the evolution of the Eastern Cordillera. *Geological Society of America Bulletin* 65: 175-194.
- MELICK, R., 1999. 40Ar/39Ar geochronology results from Las Burras, Samenta and from the faja eruptiva, NW Argentina. USGS Open File Report en <http://136.177.81.51/projects/agetitle.html>
- MÉNDEZ, I. y M.C. VIVIERS, 1973. Estudio micropaleontológico de sedimentitas de la Formación Yacoraite (provincias de Salta y Jujuy). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 467-470.
- MÉNDEZ, V., 1974. Estructuras de las Provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65° 30' oeste hasta el límite con las Repúblicas de Bolivia y Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (4): 391-424. Buenos Aires.
- MÉNDEZ, V., J.C.M. TURNER, A. NAVARINI, R. AMENGUAL y V. VIERA, 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy. República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, 118 pp. y mapa a escala 1:400.000 en dos hojas. Buenos Aires.
- MENEGATTI, N.D., R. OMARINI, A. DEL MORO y R. MAZZUOLI, 1997. El granito alcalino de la Sierra de Rangel (Cretácico Inferior) provincia de Salta, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas (2): 1379-1384. Antofagasta.
- MIRRE, J.C. y F.G. ACEÑOLAZA, 1972. El hallazgo de *Oldhamia* sp. (traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, provincia de Catamarca. *Ameghiniana* 9: 72-78. Buenos Aires.
- MOLINA CASTILLO, J.I., 2006. Estratigrafía de los depósitos volcánico-clásticos de la Quebrada del Toro. Salta. Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta. Inédito.
- MON, R. y F.D. HONGN, 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 31-38. Buenos Aires.
- MON, R. y F.D. HONGN, 1996. Estructura del Basamento Proterozoico y Paleozoico Inferior del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51: 3-14. Buenos Aires.
- MONALDI, C.R., 1982. Reasignación genérica de *Calymenella?* zaplensis, Harrington y Leanza, 1957 (Trilobita). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37 (3): 261-267. Buenos Aires.
- MONALDI, C.R., 1988. El Ordovícico de la sierra de Zapla, provincia de Jujuy. Universidad Nacional de Salta,

- Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Doctoral. Inédito.
- MONALDI, C.R. y M.A. BOSO, 1987. Dalmanitina (Dalmanitina) subandina nov sp. (Trilobita) en la Formación Zapla, provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41 (1-2): 62-69. Buenos Aires.
- MONALDI, C.R. y O.H. MONALDI, 1978. Hallazgo de una fauna en la Formación Santa Gertrudis (Ordovícico), provincia de Salta, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33 (3): 245-246. Buenos Aires.
- MONALDI, C.R., M.A. BOSO y J.C. FERNÁNDEZ, 1986. Estratigrafía del Ordovícico de la sierra de Zapla, provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41 (1-2): 62-69. Buenos Aires.
- MONALDI, O.H., 1987. El Devónico en el flanco nororiental de la sierra de Zapla (Jujuy). Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis Profesional. Inédito.
- MONTEROS, J.A., M.C. MOYA y A. CUERDA, 1993. Graptolitos ashgilliano-llandoverianos en la base de la Formación Lipeón, sierra de Zapla, Jujuy. Su importancia en la correlación con el Silúrico de la Precordillera argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 304-314. Mendoza.
- MORENO, J.A., 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (1): 9-44. Buenos Aires.
- MORONI, A.M., 1982. Correlación palinológica en las Formaciones Olmedo y Yacoraite. Cuenca del Noroeste Argentino. 3º Congreso Geológico Chileno. Actas: 340-349.
- MORONI, A.M., 1984. *Mtchedlishvilia saltenia* n. sp. en sedimentitas del Grupo Salta, provincia de Salta. 3º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas: 129-139.
- MOYA, M.C., 1988. Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern Cordillera. En H. Bahlurg, C. Breitkreuz y P. Giese (Eds.): *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences* 17: 55-69. Springer-Verlag. Heidelberg.
- MOYA, M.C., 1997. La fase Tumbaya (Ordovícico Inferior) en los Andes del norte argentino. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 185-189. Antofagasta.
- MOYA, M.C., 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53 (2): 219-238. Buenos Aires.
- MOYA, M.C., 1999. El Ordovícico de los Andes del Norte Argentino. En G. González Bonorino, R. Omarini y J. Viramonte (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino*. 14º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 134-152. Salta.
- MOYA, M.C., 2008. El Paleozoico Inferior en el Noroeste Argentino. Evidencias, incógnitas, propuestas para la discusión. En B. Coira y E. O. Zappettini (Eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy*. 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 74-84. Jujuy.
- MOYA, M.C. y G.L. ALBANESI, 2000. New stratigraphic section to define the Cambrian-Ordovician boundary in Eastern Cordillera, northwest Argentina. En G.F. Aceñolaza y S. Peralta (Eds.): *Cambrian to southern edge*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Miscelánea 6: 114-116. Tucumán.
- MOYA, M.C. y J.A. MONTEROS, 1999. El Ordovícico tardío y el Silúrico en el borde occidental de la Cordillera Oriental argentina. 14º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 355-358.
- MOYA, M.C. y J. SALFITY, 1982. Los ciclos magmáticos en el noroeste argentino. 5º Congreso Latinoamericano de Geología. Actas 3: 523-536. Buenos Aires.
- MOYA, M.C., S. MALANCA, J. MONTEROS y A. CUERDA, 1994. Bioestratigrafía del Ordovícico Inferior en la Cordillera Oriental Argentina, basada en graptolitos. *Revista Española de Paleontología* 9: 91-104.
- MURATURE DE SUREDA, F. y R. ALONSO, 1980. Nuevos hallazgos de insectos fósiles en la Formación Lumbrera (Grupo Salta, Cretácico-Terciario) en la provincia de Salta, República Argentina. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 127-129. Buenos Aires.
- NARVÁEZ, P.L. y I.F. SABINO, 2006. Primer registro palinológico de la Formación La Yesera (Subgrupo Pírgua, subcuenca de Brealito), noroeste argentino. 9º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Resúmenes, pág. 48. Córdoba.
- NARVÁEZ, P.L. y I.F. SABINO, 2008. Palynology of the Las Curtiembres Formation (Late Cretaceous, Salta Group Basin), Las Conchas creek area, northwestern Argentina. *Ameghiniana* 45: 473-482. Buenos Aires.
- NARVÁEZ, P., M. NOVARA, W. VOLKHEIMER y R. MARQUILLAS, 2008. Palinología de la Formación Olmedo (Daniano, Cuenca del Grupo Salta), noroeste argentino. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1030-1031. Jujuy.
- NOVARA, M., 2003. Caracterización estratigráfica de la Formación Tunal (Paleoceno) en la quebrada El Cho-

- rro (departamento La Viña). Comparación con la sección del río Corralito (departamento Rosario de Lerma). Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, inédita.
- NOVARA, M. y R. MARQUILLAS, 2005. La Formación Tunal (Daniano) en el valle de Lerma, provincia de Salta, Argentina. 16 ° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 615-620. La Plata.
- OLIVER GASCÓN, J., 1975. Observaciones geológicas en el anticlinal de la Sierra de Zapla, departamentos Capital y San Pedro, provincia de Jujuy. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito. Buenos Aires.
- OMARINI, R.H., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Tesis Doctoral, 202 pp., inédita.
- OMARINI, R.H., R.J. SUREDA, H.J. GÖTZE, A. SEILACHER y F. PFLÜGER, 1999. Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *International Journal Earth Sciences* 88: 76-97.
- ORTIZ, A., 1962. Estudio geológico de la sierra de Castillejo, departamento Capital, Salta. Facultad de Ciencias Naturales de Salta, Universidad Nacional de Tucumán, Tesis Doctoral, 60 pp., inédita.
- PADULA, E., E. ROLLERI, R. MINGRAMM, R. CRIADO, M.A. FLORES y B. BALDIS, 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium of Devonian System, II*: 165-199. Calgary.
- PAGÉS, C., 1970. La cuenca ferrífera del noroeste argentino. Dirección Nacional de Geología y Minería. 219 pp. Inédito. Buenos Aires.
- PALMA, M., R. MARQUILLAS y M. BOSO, 1986. Interpretación paleoambiental de la Formación Mealla-Terciario (Grupo Salta-Subgrupo Santa Bárbara) en el río Corralito, Salta, Argentina. 1° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 128-129. La Plata.
- PANKHURST R.J. y C.W. RAPELA, 1998. The protoandean margin of Gondwana: an introduction. En R.J. Pankhurst y C.W. Rapela (Eds.): *The protoandean margin of Gondwana*. Geological Society of London. Special Publication 142: 1-9.
- PASCUAL, R., M.G. VUCETICH y J. FERNÁNDEZ, 1978. Los primeros mamíferos (Notoungulata, Henricosborniidae) de la Formación Mealla (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara). Sus implicancias filogenéticas, taxonómicas y cronológicas. *Ameghiniana* 15 (3-4): 366-390. Buenos Aires.
- PASCUAL, R., M. BOND y M. VUCETICH, 1981. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) y sus vertebrados. Cronología, paleoambientes y paleobiogeografía. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 743-758. San Luis.
- PAYROLA BOSIO, P., J. POWELL, C. DEL PAPA y F. HONGN, 2009. Middle Eocene deformation-sedimentation in the Luracatao Valley: tracking the beginning of the foreland basins of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 142-154.
- PETRULEVICIUS, J., A. NEL y J. MUZÓN, 1999. A new Libelluloid Family from the Upper Paleocene of Argentina. *Paleontology* 42: 677-682.
- PINEDO, R., 1976. Estudio geológico-sedimentológico de la llamada Faja Verde de la Formación Lumbrera (Subgrupo Santa Bárbara, Grupo Salta). Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Seminario I, inédito.
- PINILLA, M., N. SABATTINI, F. TORTELLO y G. ACEÑOLAZA, 2008. A new species of *Strepsodiscus* Knight (Gastropoda, Bellerophonotoidea) from the Upper Cambrian of Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 248 (2): 217-223.
- POWELL, J.E., 1979. Sobre la presencia de dinosaurios y otras evidencias de vertebrados del Cretácico superior de la región de La Candelaria, Provincia de Salta, Argentina. *Ameghiniana* 16: 191-204. Buenos Aires.
- QUATTROCCHIO, M., 1978a. Estudio palinológico preliminar de la Formación Lumbrera (Grupo Salta), localidad Pampa Grande, provincia de Salta, República Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 131-149. Buenos Aires.
- QUATTROCCHIO, M., 1978b. Datos paleoecológicos y paleoclimatológicos de la Formación Lumbrera (Terciario Inferior, Grupo Salta). *Ameghiniana* 15 (1-2): 173-181. Buenos Aires.
- QUATTROCCHIO, M. y W. VOLKHEIMER, 1990. Paleogene paleoenvironmental trends as reflected by palynological assemblage types, Salta basin, NW Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 181: 377-396.
- QUATTROCCHIO, M., W. VOLKHEIMER y C. DEL PAPA, 1997. Palynology and paleoenvironment of the "Faja Gris", Mealla Formation (Salta Group) at Garabatal creek (NW Argentina). *Palinology* 21: 231-247.
- QUATTROCCHIO, M., L. RUIZ y W. VOLKHEIMER, 2000. Palynological zonation of the Paleogene of the Colorado and Salta Group Basins, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 32 (1): 61-78.
- QUATTROCCHIO, M., W. VOLKHEIMER, R. MARQUILLAS y J.A. SALFITY, 2005. Palynostratigraphy of the Paleogene of the Colorado and Salta Group Basins, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 1-12.

- tigraphy, palaeobiogeography and evolutionary significance of the late Senonian and early Palaeogene palynofloras of the Salta Group, Northern Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 37 (2): 259-272.
- RAMALLO, E., 1978. Recursos Fosfáticos. Informe Cargadero Chauque. CEGEMIN II. Dirección General de Fabricaciones Militares. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna Salto-Jujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 159-202. Carlos Paz.
- RAMOS, V.A., 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South America-A collisional history. *Episodes* 11: 168-174.
- REIG, O.A., 1959. Primeros datos descriptivos sobre los anuros del Eocretácico de la Provincia de Salta. *República Argentina. Ameghiniana* 1: 3-8. Buenos Aires.
- REYES, F.C., 1972. Correlaciones en el Cretácico de la cuenca andina de Bolivia, Perú y Chile. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, *Revista Técnica* 1 (2-3): 101-144. La Paz.
- REYES, F.C. y J.A. SALFITY, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 355-385. Carlos Paz.
- REYES, F.C., J.A. SALFITY, J.G. VIRAMONTE y W. GUTIÉRREZ, 1976. Consideraciones sobre el volcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el norte argentino. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 205-223. Bahía Blanca.
- REYNOLDS, J.H., C.W. NAESER y R. HERNÁNDEZ, 1993. Chronostratigraphic calibration of Neogene sedimentation in the Argentine Subandes, Salta province, Northern Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 25 (6): A-473.
- REYNOLDS, J.H., C.I. GALLI, R.M. HERNÁNDEZ, B.D. IDLEMAN, J.M. KOTILA, R.V. HILLIARD y C.W. NAESER, 2000. Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province, NW Argentina: Magnetostratigraphic constraints from the Oran Group, Sierra de González. *Geological Society of America Bulletin* 112 (11): 1736-1751.
- REYNOLDS J.H., R.M. HERNÁNDEZ, C.I. GALLI y B.D. IDLEMAN, 2001. Magnetostratigraphy of the Quebrada La Porcelana Section, Sierra de Ramos, Salta Province, Argentina. Initial age limits on the regional Neogene lithostratigraphy and uplift of the southern Sierras Subandinas. *Journal of South American Earth Sciences* 14 (7): 681-692.
- RICKARDS, R.B., G. ORTEGA, M. BASSETT, M.A. BOSSO y C. MONALDI, 2002. Talacastograptus, an unusual biserial graptolite, and other Silurian forms from Argentina and Bolivia. *Ameghiniana* 39 (3): 343-350. Buenos Aires.
- RUIZ HUIDOBRO, O.J., 1968. Descripción geológica de la Hoja 7a, Salta. Provincias de Salta y Jujuy. Instituto Nacional de Geología y Minería. Boletín 109. Buenos Aires.
- RUIZ HUIDOBRO, O.J. y F. GONZÁLEZ BONORINO, 1953. La estructura de la sierra de Mojotoro y la utilidad de "Cruziana" como indicador estructural. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8 (4): 214-219. Buenos Aires.
- RUSSO, A., 1972. La estratigrafía terciaria en el noroeste argentino: 5° Congreso Geológico Argentino, Resúmenes. Villa Carlos Paz.
- RUSSO, A. y C. BARCAT, 1978. Relaciones entre los sedimentos cámbricos y ordovícicos en el norte de las provincias de Salta y Jujuy. *Acta Geológica Lilloana, Suplemento* 14 (2): 117-119. Tucumán.
- RUSSO, A. y A. SERRAIOTTO, 1978. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 715-730. Neuquén.
- SALFITY, J.A., 1968. Perfil geológico en la quebrada del río Corralito, Salta. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales de Salta. Seminario I, inédito.
- SALFITY, J.A., 1979. Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) del norte de Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 505-515.
- SALFITY, J.A., 1980. Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la cuenca andina del norte argentino. Universidad Nacional de Salta, Publicación Especial, Tesis Doctoral, 91 pp. Inédita. Salta.
- SALFITY, J.A., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. En *Proceedings, 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, Actas 1: 11-25. Buenos Aires.
- SALFITY, J.A. y R.A. MARQUILLAS, 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En J.A. Salfity (Ed.): *Cretaceous tectonics of the Andes*. Friedr. Vieweg & Sohn, *Earth Evolution Sciences*: 266-315. Wiesbaden.
- SALFITY, J.A. y R. MONALDI, 1998. Mapa Geológico de la Provincia de Salta. Escala 1: 500.000. Secretaría de Industria, Comercio y Minería. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.
- SALFITY, J.A., R. OMARINI, B. BALDIS y W. GUTIÉRREZ, 1975. Consideraciones sobre la evolución geotectónica del Precámbrico y Paleozoico del Norte Argentino. 2°

- Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 341-362. Buenos Aires.
- SALFITY, J.A., S. MALANCA, M. BRANDÁN, R. MONALDI y M.C. MOYA, 1984. La fase Guandacol en el norte de la Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 555-567. Bariloche.
- SÁNCHEZ, M.C., 1999. Sedimentología y paleogeografía del Grupo Mesón (Cámbrico). En G. González Bonorino, R. Omarini y J. Viramonte (Eds.): Geología del Noroeste Argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 126-133.
- SÁNCHEZ, M.C. y R.A. MARQUILLAS, 2008. Síntesis estratigráfica del Cretácico-Paleógeno, quebrada de Tumbaya Grande, provincia de Jujuy. 12° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas de Resúmenes: 109. Buenos Aires.
- SÁNCHEZ, M.C. y J.A. SALFITY, 1999. La cuenca cámbrica del Grupo Mesón en el Noroeste argentino: desarrollo estratigráfico y paleogeográfico. Acta Geológica Hispánica 34 (2-3): 123-139.
- SÁNCHEZ, M.C., R. MARQUILLAS, C. DEL PAPA e I. SABINO, 2000. Facies proximales del Grupo Salta (Cretácico-Paleógeno) en el tramo austral de la quebrada de Humahuaca (provincia de Jujuy, Argentina). 2° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 161. Mar del Plata.
- SÁNCHEZ, T.M., 1986. Una fauna de Bivalvos en la Formación Santa Gertrudis (Ordovícico) de la Provincia de Salta (Argentina). Ameghiniana 23 (3-4): 131-139. Buenos Aires.
- SCHALAMUK, I., R. FERNÁNDEZ y R. ETCHEVERRY, 1983. Los yacimientos de minerales no-metalíferos y rocas de aplicación de la Región NOA (provincias de Catamarca, Jujuy, Salta y Tucumán). Subsecretaría de Minería. Anales 20. Buenos Aires.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1936. Los insectos fósiles del norte argentino y la edad del Horizonte calcáreo-dolomítico. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras 8 (145): 61-69. Buenos Aires.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1937. Observaciones estratigráficas en el norte Argentino. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Boletín de Informaciones Petroleras 14 (56): 1-49. Buenos Aires.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1943. La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del Horizonte Glacial de Zapla en la Argentina y Bolivia. Revista de la Sociedad Argentina de Minería y Geología 13 (4): 115-127. Buenos Aires.
- SEGGIARO, R.E., 1980. Geología del área de arroyo Los Negros - sierra de Castillejo, departamento Capital, Salta. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Profesional, inédita.
- SEGGIARO R.E., E.F. GALLARDO y D.M. GONZÁLEZ, 2014. Tectónica superpuesta en la sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental, Provincia de Salta. 19° Congreso Geológico Argentino. Actas. Córdoba.
- SILLITOE, R., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. Economic Geology 72: 99-109.
- SOTO LÓPEZ, R., 1969. Perfil geológico desde el cerro San Bernardo hasta el cerro Alto de la Ovejera. Departamento Capital, Provincia de Salta. Seminario 2. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Inédito.
- STARCK, D., 1996. Silurian-Jurassic Stratigraphy and Basin Evolution of Northwestern Argentina. En A.J. Tankard, R. Suárez Soruco y H.J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America. Memoir American Association Petroleum Geologists 62: 251-267.
- STARCK, D. y G. VERGANI, 1996. Desarrollo tectosedimentario del Cenozoico en el sur de la provincia de Salta, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 433-452.
- SUÁREZ, O., 2008. Explotación de áridos en la provincia de Salta. 1° Congreso Argentino de Áridos. Mar del Plata.
- SUREDA, R., 2002. Metalogenia Andina Subvolcánica Neógena: Novedades de la exploración minera aurífera en sistemas porfíricos y depósitos epitermales del NOA. Argentina Mining 2002. 23 pp. Mendoza.
- SUREDA, R., M. GALLISKI, P. ARGANARAZ y J. DAROCA, 1986. Aspectos Metalogenéticos del Noroeste Argentino (provincias de Salta y Jujuy). Capricornio 1 (1): 39-95. Salta.
- TOSELLI, A.J. y R.N. ALONSO, 2005. Pórfiro granítico Mojotoro (Salta): ¿una cúpula intrusiva o un dique en el Ciclo Pampeano? Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (2): 428-430. Buenos Aires.
- TUBÍA, J.M., A. ARANGUREN, F. HONGN y R. MON, 1999. Datos preliminares sobre la estructura y emplazamiento del batolito de Santa Rosa de Tastil, Salta. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 123-125. Salta.
- TURNER, J.C.M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de la Rinconada. Revista de la Asociación Geológica Argentina 15 (1): 15-39. Buenos Aires.
- TURNER, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria, provincias de Salta y Jujuy. Academia Na-

- cional de Ciencias de Córdoba, Boletín 41: 163-196. Córdoba.
- TURNER, J.C.M., 1970. The Andes of Northwestern Argentina. *Geologische Rundschau* 59: 1028-1063.
- TURNER J.C.M. y R. MON, 1979. Cordillera Oriental. En J.C.M. Turner (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1:57-94. Córdoba.
- TURNER, J.C.M., V. MÉNDEZ y C.S. LURGO, 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 367-387.
- VALENCIO, D.A., A. GIUDICE, J.E. MENDÍA y J. OLIVER GASCÓN, 1976. Paleomagnetismo y edades K/Ar del Subgrupo Pirgua, provincia de Salta, República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1: 527-542. Buenos Aires.
- VERGANI, G. y D. STARCK, 1989. Aspectos estructurales del Valle de Lerma, al sur de la ciudad de Salta. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época* 20: 2-9. Buenos Aires.
- VILELA, C.R.M., 1950. Descripción geológica de la Hoja 7d-Rosario de Lerma (Salta). Dirección General de Industria y Minería, 116 pp., inédito. Buenos Aires.
- VILELA, C.R.M., 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 6 (2): 100-107. Buenos Aires.
- VILELA, C.R.M., 1952. Acerca de la presencia de sedimentos lacustres en el valle Calchaquí. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 7 (4): 219-227. Buenos Aires.
- VILELA, C.R.M., 1965. El petróleo en las cuencas de Orán y Metán. *Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas. Acta Geológica Lilloana* 7: 425-438. Tucumán.
- VIRAMONTE, J., J. REYNOLDS, C. DEL PAPA y A. DISALVO, 1994. The Corte Blanco garnetiferous tuff: a distinctive Late Miocene marker bed in northwestern Argentina applied to magnetic polarity stratigraphy in the rio Yacones, Salta province. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 519-531.
- VIRAMONTE, J., S.M. KAY, R. BECCHIO, M. ESCAYOLA y I. NOVITSKI, 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *South American Earth Sciences Bulletin, Special issue: Central Andean Deformation* 12 (2): 109-122.
- VOLKHEIMER, W., D.L. MELENDI y F.G. ACEÑOLAZA, 1980. Una microflora de la Formación Mojotoro, Provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (3): 401-416. Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W., M. QUATTROCCHIO y J.A. SALFITY, 1984. Datos palinológicos de la Formación Maíz Gordo, Terciario Inferior de la cuenca del Grupo Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 235-238. Bariloche.
- VOLKHEIMER W., M. NOVARA, P. NARVÁEZ y R. MARQUILLAS, 2006. Palynology and paleoenvironmental significance of the Tunal Formation (Danian) at its type locality, Quebrada El Chorro (Salta, Argentina). *Ameghiniana* 43 (3): 567-584. Buenos Aires.
- VUCETICH, M.G., 1980. Un nuevo Notostylopidae (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbra (Grupo Salta) del noroeste argentino. *Ameghiniana* 17 (4): 363-372. Buenos Aires.
- VUCETICH, M.G. y M. BOND, 1982. Los primeros Isotemidae (Mammalia, Notoungulata) de la Formación Lumbra (Grupo Salta) del noroeste argentino. *Ameghiniana* 19 (1-2): 7-18. Buenos Aires.
- WAISFELD, R.G., 1986. Revisión de la Zona de "Hoekaspis schlagintweiti" Harrington & Leanza. Ordovícico del noroeste de Argentina. 12° Congreso Geológico de Bolivia, Actas 3: 915-921. Tarija.
- WEBBY, R.J., 1995. Towards an Ordovician Time Scale. En J.D. Cooper, M.I. Droser y S.C. Finney (Eds.): *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System: 5-9*. Las Vegas.
- WILLNER, A.P., 1990. División tectometamórfica del Basamento del Noroeste Argentino. En F. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Eds.): *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie de Correlación Geológica* 4: 113-159. Tucumán.
- YRIGOYEN, M., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana* 6 (4): 315-330. Buenos Aires.
- ZAPPETTINI, E.O., 1989. Geología y metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres, provincias de Jujuy y Salta. República Argentina. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires: 178 pp. Inédito.
- ZAPPETTINI, E.O., B. COIRA y J. SANTOS, 2008. Edad U/Pb de la Formación Chañi: Un granito del arco magmático Tilcárico. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 248-249. San Salvador de Jujuy.
- ZIMMERMANN, U., 2005. Provenance studies of very low-to-low grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana Complex, northwest Argentina. En A.P.M., Vaughan, P.T. Leat y R.J. Pankhurst (Eds): *Terrane Processes at the margins of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications* 246: 381-416.
- ZUNINO, J., 1944. La estructura de la Sierra de Aguaragüe desde el paralelo 22° hasta la estación Cornejo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe Inédito. Buenos Aires.

Entregada: septiembre 2015
Validada: agosto 2018