

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 2366-IV Ciudad de Libertador General San Martín



Cabalgamiento de sedimentos
sinorogénicos de la Formación Maimará
sobre depósitos cuaternarios, margen
súr del arroyo Huasámayo.

Provincias de Jujuy y Salta

Maria Alejandra Gonzalez

Estratigrafía del Cuaternario: Pablo Tchilinguirian
Geomorfología: Pablo Tchilinguirian y Fernando Pereyra
Recursos Minerales: Eulogio Ramallo
Supervisión: Osvaldo Edgar González



INSTITUTO
DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS
MINERALES

SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

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

Hoja Geológica 2366-IV

**Ciudad de Libertador General
San Martín**

Provincias de Jujuy y Salta

Maria Alejandra Gonzalez

Estatigrafía del Cuaternario	Pablo Tchilinguirian
Geomorfología	Pablo Tchilinguirian y Fernando Pereyra
Recursos minerales	Eulogio Ramallo
Supervisión	Oswaldo González

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

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

Boletín N° 274
Buenos Aires - 2003

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Lic. Roberto F. N. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: Lic. José E. Mendia

SEGEMAR

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

Referencia bibliográfica

GONZALEZ, M. A., F. PEREYRA, E. RAMALLO y P.
TCHILINGUIRIAN, 2003. Hoja Geológica 2366-IV,
Ciudad de Libertador General San Martín, provincias de Jujuy y
Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio
Geológico Minero Argentino. Boletín 274, 109 p. Buenos Aires.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
Ubicación de la Hoja y área que abarca	3
Naturaleza y metodología del trabajo	4
Antecedentes bibliográficos	4
2. ESTRATIGRAFÍA	5
2.1. Precámbrico superior - Cámbrico inferior	6
Formación Puncoviscana	6
Caliza Volcán	7
2.2. Paleozoico	8
2.2.1. Cámbrico	8
Formación Quesera	8
Formación Chañi	9
Grupo Mesón	10
Formación Lizoite	11
Formación Campanario	13
Formación Chalhualmayoc	13
2.2.2. Ordovícico	14
2.2.2.1. Tremadociano	14
Formación Padrioc	14
Grupo Guayoc Chico	15
Formación Lampazar	16
Formación Cardonal	17
Formación Saladillo	17
Formación Aspero	18
2.2.2.2. Tremadociano - Llanvirniano inferior	18
Grupo Santa Victoria	18
Formación Santa Rosita	19
Formación Acoite	20
2.2.2.3. Llanvirniano inferior	21
Formación Sepulturas	21
Formación El Moreno	21
2.2.3. Ordovícico superior - Devónico inferior	22
Formación Lipeón	22
2.2.4. Devónico	23
Formación Baritú	23

2.2.5.	Carbonífero	24
	Grupo Machareti	24
	Grupo Mandiyuti	26
	Formación Río Piedras	27
2.3.	Mesozoico	28
2.3.1.	Jurásico - Cretácico	28
	Formación Fundición	28
	Formación Tusaquillas	28
	Formaciones Aguilar y Abra Laite	29
2.4.	Mesozoico- Cenozoico	30
2.4.1.	Cretácico - Paleógeno	30
	Grupo Salta	30
	Subgrupo Pirgua	32
	Subgrupo Balbuena	33
	Formación Lecho	33
	Formación Yacoraite	33
	Formación Olmedo	35
	Subgrupo Santa Barbara	35
	Formación Mealla	36
	Formación Maíz Gordo	36
	Formación Lumbrera	37
2.5.	Cenozoico	37
2.5.1.	Terciario	37
2.5.1.1.	Paleogeno Eoceno	38
	Formación Casa Grande	38
2.5.1.2.	Oligoceno	40
	Formación Río Grande	40
2.5.2.	Terciario - Cuaternario	41
2.5.2.1.	Neógeno - Pleistoceno	41
	Grupo Orán	41
2.5.2.2.	Mioceno medio	42
	Subgrupo Metán	42
	Formación Calilegua	42
	Miembro Valle Grande	42
	Miembro San Lorenzo	43
	Formación Agua Negra	44
	Subgrupo Jujuy	44
	Formación Jujuy	45
	Formación Pisungo	46

	Formación Sijes.....	46
	Formación Maimará	47
	Formación Uquía	48
2.5.3.	Cuaternario	48
	Depósitos de abanicos aluviales. Depósitos de bajadas y pedimentos y abanicos actuales y planicie aluvial	48
	Depósitos de morenas, de glaciares de roca y de morenas removilizadas	50
	Depósitos eólicos	50
	Depósito de terrazas aluviales	51
	Depósitos lacustres	51
	Depósitos de playas y salares	52
3.	TECTÓNICA	52
	Estructuras observables	53
	Eventos tectónicos y edad.....	59
4.	GEOMORFOLOGÍA	60
	Unidades morfoestructurales y fisiografía	60
	Procesos y unidades geomórficas	63
	Evolución geomórfica en relación con la tectónica y el clima	72
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	74
6.	RECURSOS MINERALES	76
	Depósitos de minerales metalíferos	84
	Depósitos de minerales industriales (incluye materiales de construcción y rocas ornamentales)	88
7.	SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	93
	BIBLIOGRAFÍA	98

RESUMEN

La Hoja 2366 - IV Ciudad de Libertador General San Martín comprende el centro este de la provincia de Jujuy y un sector del norte y sureste de la provincia de Salta. Abarca de oeste a este parte de las provincias geológicas de Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. En la Puna se destacan los paisajes de Salinas Grandes y la laguna de Guayatayoc; en Cordillera Oriental, la sierra de Aguilar y la quebrada de Humahuaca, y en las Sierras Subandinas, el Parque Nacional Calilegua y el bajo en el que se encuentran Calilegua y la llanura selvática salto-jujeña.

Las rocas aflorantes más antiguas corresponden al Precámbrico y Paleozoico inferior. Los depósitos del Paleozoico superior están presentes en las Sierras Subandinas, las sedimentitas mesozoicas corresponden a la etapa del rift cretácico y las unidades terciarias sinorogénicas, vinculadas con la compresión andina, son más características de las Sierras Subandinas y la Puna. En el sector central de la hoja se encuentran sedimentos pliocenos y cuaternarios afectados por fallas y corrimientos recientes.

El área fue afectada por diversos episodios tectónicos, desde la Fase Tilcárca a la Orogenia Andina. La Puna es definida como una faja plegada y fallada, mientras que la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas como una faja plegada y corrida de antepaís. La diferencia entre estas dos últimas radica en el lugar de despegue, la Cordillera Oriental presenta despegue en el basamento precámbrico (lámina gruesa) y las Sierras Subandinas en el Paleozoico (lámina fina).

Los recursos minerales metalíferos e industriales de la región se manifiestan en minas e indicios de distintas características, tipos y orígenes. La actividad minera de mayor relevancia es la realizada por Mina Aguilar, en sus depósitos de plomo - cinc. El resto pertenecen a la pequeña minería o están inactivas.

En la Cordillera Oriental se distinguen los depósitos vetiformes de cobre del borde occidental de la quebrada de Humahuaca, las acumulaciones manganesíferas cercanas a Tumbaya, los depósitos vetiformes de plomo y cobre ubicados al SSO del intrusivo de Fundición, las manifestaciones, también plumbo-cupríferas, cercanas a Cianzo y Santa Ana (Sierras Subandinas), las manifestaciones de antimonio de Coiruro y una yacencia de wolframio que forma parte del distrito de Tusaquillas.

Dentro de los minerales industriales cabe mencionar a las canteras de calizas y dolomitas precámbricas de Volcán y cretácicas de Maimará, los yacimientos de baritina de los distritos Gigante y Alumbrio, las acumulaciones fosfáticas biogénicas de las vertientes orientales de la Cordillera Oriental y distintos aprovechamientos de rocas para construcción, tales como las cuarcitas y lajas del Perchel.

Los sitios de interés geológico están asociados a aspectos geomorfológicos (flujo denso de "El Volcán", campo de arenas de la Puna); tectónicos (estructuras oclóyicas, tectonismo compresivo cuaternario); estratigráficos (discordancia precámbrica - cámbrica, depósitos cuaternarios, discordancia devónica- carbonífera) y minera (yacimientos sedex de Mina Aguilar).

ABSTRACT

The Geological sheet 2366-IV Ciudad de Libertador General San Martín, comprises the oriental and central part of Jujuy Province and a section of the northern part of Salta Province. From west to east it includes parts of La Puna, Cordillera Oriental and Sierras Subandinas Geological regions. Salinas Grandes and Laguna de Guayatayoc stands out in La Puna Regions. At the Cordillera Oriental region remarkable features are Sierra de Aguilar, Quebrada de Humahuaca, Quebrada de Purmamarca (where is Paso de Jama - connecting Chile-Argentina). Calilegua National Park and the raining forest zones are in Sierras Subandinas region.

In the Puna and Cordillera Oriental have the older outcropping rocks belongs to the Precambrian and Early Paleozoic. At Sierras Subandinas outcrop the Late Paleozoic deposits; Mesozoic sediments are present at different zones in the sheet, and are related by cretaceous rifting stage; Tertiary sinorogenic sediments are related to Andean compressions are typical in Sierras Subandinas and Puna. Pliocene – Quaternary sediments in the central of the geological sheet were recently affected by late faults and thrust.

The region was affected by several tectonic events, from Precambrian to recent orogenic stages. In the Andean orogenic stage the structure mainly consist of thrusts and related folds. Deformation occurred in a thick skinned regime in the Puna and Cordillera Oriental, the level of decollement is located in the Precambrian basement. Sierras Subandinas are a thin-skinned foreland faulted and thrust belt in with the level of detachments are located in the Paleozoic rocks.

In the area contains a wide range of metallic and industrial mineral occurrences, including Pb-Ag- Zn in the Aguilar district. Resources have different genesis, styles and characteristics. Principal mining activities are concentrated in the Aguilar mine. Other deposits have been worked by small scale mining companies, many of them remain closed.

In the Puna sector borate and sodium chlorate salts are mined. In Cordillera Oriental other than Mina Aguilar Pb – Zn resources are, Cu vein deposits in the quebrada de Humahuaca western flank, Mn accumulations near Tumbaya; Pb – Cu vein occurrences located SSW of Fundición intrusive; Coiruro Sb occurrences and some of the wolfram mines that belong to the Tusaquillas District. Industrial Mineral resources include precambrian and ceous limestones and dolomite in Volcán and Maimará respectively; baritine in Alumbrio and Gigante Districts; biogenic phosphatic accumulations in Cordillera Oriental eastern flank; and several dimensional stone quarries including quartzite and flagstone explotations in Perchel. In Sierras Subandinas there are Pb - Cu vein near Cianzo and Santa Ana.

Geological interested sites are related with different aspects like geomorphology (debris flow at El Volcan, sand fiels in la Puna), tectonics (Ocolytic structures, quaternary compresisve tectonism), stratigraphy (precambrian - cambrian discordance, quaternary deposits, devonian- carboniferous discordance) and mining like the sedex deposits at Aguilar Mine.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 2366 - IV Ciudad de Libertador General San Martín comprende el centro de la provincia de Jujuy, ocupando parte de los departamentos Humahuaca, Cochinoca, Tumbaya, Ledesma, Manuel Belgrano y Santa Bárbara, y la totalidad de los departamentos Tilcara y Valle Grande e incluye un sector del centro norte de la provincia de Salta, correspondiente a parte de los departamentos Iruya y Orán, y otro del oeste con parte de los departamentos La Poma y Rosario de Lerma.

El área que ocupa está delimitada por las coordenadas de 23° y 24° de latitud sur y 64°30' y 66° de longitud oeste. La superficie total es de 17.104,7 kilómetros cuadrados (Figura 1).

Comprende las Hojas 4c (Sierra de Aguilar), 4d, 5c y 5d (sin nominar), a escala 1:200.000 del anterior Programa de Cartas Geológicas de la República Argentina.

En el borde oriental de la Hoja se encuentra la depresión Guayatayoc – Salinas Grandes (3200 m) constituida al norte por la laguna de Guayatayoc y al sur por las Salinas Grandes. Está flanqueada al oeste por la sierra de Tusaquillas (3600 m) y al este por las elevaciones de la sierra de Aguilar (5000 m) y la sierra de El Moreno (5043 m). Esta depresión conforma una cuenca endorreica por donde escurren temporariamente los ríos Miraflores, de las Burras, Grande, Piscuno, Colorados y de Moreno. Es recorrida de norte a sur por la ruta nacional N° 40, y los pueblos más destacados son Agua Caliente, Agua Castilla, Tusaquillas, Rinconadilla, Quebraleña, Pozo Colorado, Tres Morros y El Moreno.

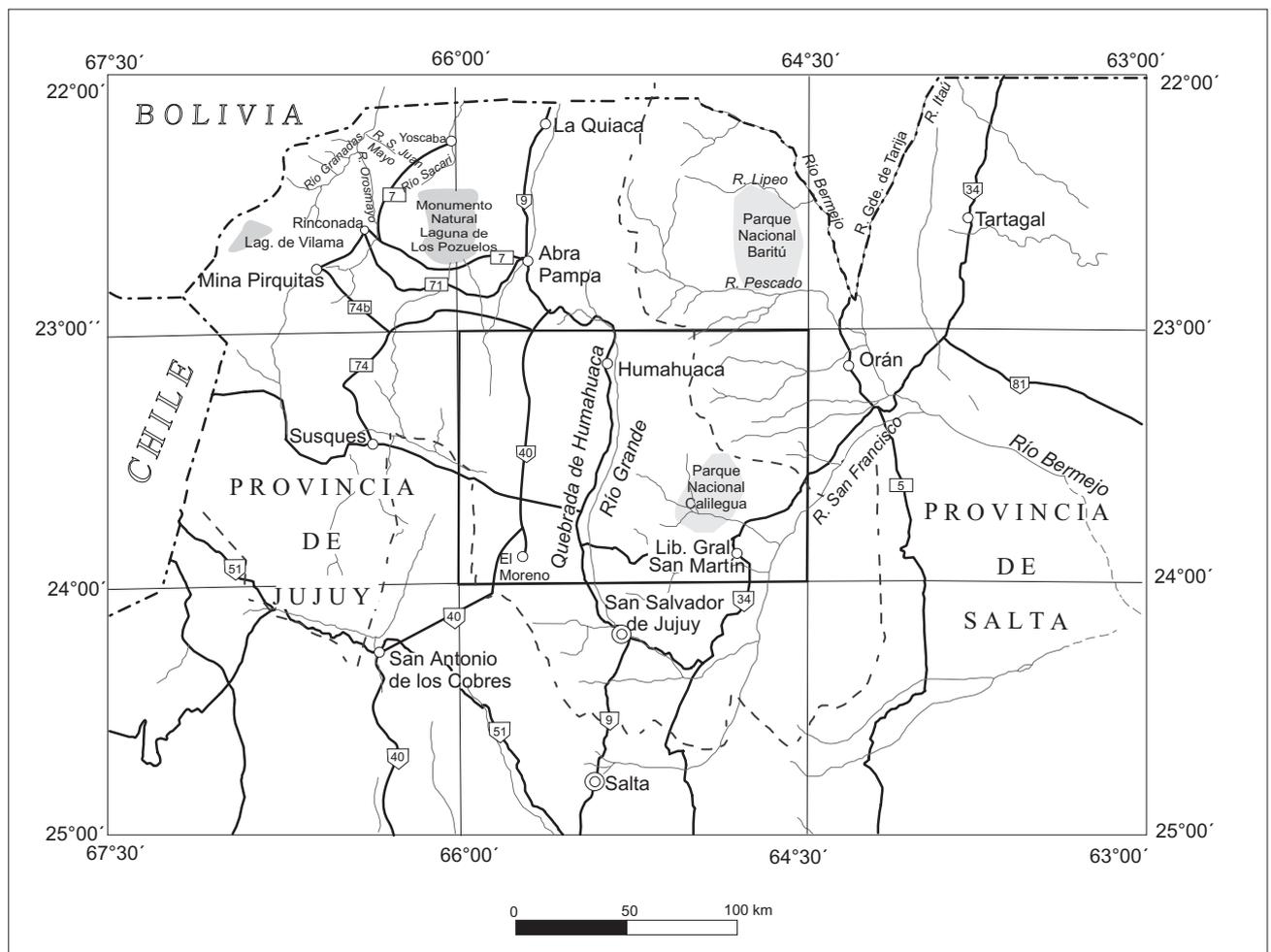


Figura 1: Mapa de ubicación

El centro de la región de estudio lo conforman una sucesión de cordones montañosos norte – sur con desniveles de hasta 2000 metros de altura. La quebrada más extensa y profunda es la de Humahuaca, por donde corre el río Grande. Los ríos tributarios de la margen derecha son largos y de baja pendiente, entre los que se encuentran Yacoraite, Huichaira, Purmamarca, arroyo del Medio y Juella. Los de la margen izquierda en cambio son más cortos y de mayor pendiente, como el arroyo Huasamayo. Cabe mencionar la mayores alturas de este sector como la sierra Alta (cerro Hermoso 5305 m) y las estribaciones de la sierra de Chañi (5297 m) ubicadas al oeste de la quebrada de Humahuaca, como así también las sierras de Aparzo y de Tilcara de 4800m, al este de la misma. Los pueblos más importantes están enlazados por la ruta nacional N° 9 y el Ferrocarril General Belgrano (hoy inactivo). Ellos son Humahuaca, Uquía, Colonia San José, Huacalera, Tilcara, Maimará, Purmamarca, Tumbaya, Volcán y Bárcena. La ruta N° 54 tiene un recorrido oeste – este y une el Paso Internacional de Jama con Purmamarca y la ruta nacional N° 9.

El sector oriental del área de estudio se distingue por la presencia de sierras y amplias bajadas, cubiertas por una espesa vegetación y surcadas por una densa red de drenaje. En el noreste se encuentran los ríos San Andrés, Naranjo, Redondo, Blanco, Santa Cruz y Santa Ana, paralelos a las serranías de las Cañas y de las Mesadas, que desembocan en el río Bermejo. Hacia el centroeste, entre las serranías de Santa María y de Socavón, corren los ríos Colorado, Seco y Valle Morado. De la sierra de Calilegua (cerro Amarillo 3646m) bajan los ríos San Lucas, Valle Grande, Duraznal y Río Negro, que se unen al río San Lorenzo. Este último, junto con los arroyos Saladillo, de los Perros, del Medio y de las Canteras y los ríos Burrumayo, Candelaria y Ledesma, desembocan en el río San Francisco. Gran parte de las sierras de Calilegua forman parte del Parque Nacional Calilegua. Los pueblos más importantes de esta área son Valle Colorado, Valle Grande, Pampichuela, San Francisco, Bananal, Caimancito, Calilegua, Ledesma, Ciudad de Libertador General San Martín y Fraile Pintado. Por el valle de San Francisco corre el ferrocarril y la ruta nacional N° 34 o carretera del General Martín Miguel de Güemes.

NATURALEZA Y METODOLOGÍA DEL TRABAJO

La Hoja Geológica se realizó de acuerdo con las normas para la realización y presentación de Hojas Geológicas del Programa Nacional de Cartas

Geológicas de la República Argentina, a escala 1:250.000 del Instituto de Geología y Recursos Minerales del Servicio Geológico Minero Argentino.

Para la iniciación de este trabajo se utilizó información geológica regional y local previa. Esa revisión reveló que la mayor cantidad de información se centró en el área de Cordillera Oriental, siguiéndole Puna, y con menor densidad las Sierras Subandinas.

Los trabajos de mayor información regional utilizados como referencia fueron el relevamiento 1:400.000 realizado por el NOA I Geológico Minero (Fabricaciones Militares) para Salta y Jujuy, y el mapeo 1:100.000 realizado en el Proyecto Integrado de la Quebrada de Humahuaca por el ITGE - SEGEMAR, en el área que corresponde a la Cordillera Oriental.

El área de Sierras Subandinas, con menos información publicada, fue revisada en una campaña realizada en 1997. El relevamiento se basó en el control de campo de trabajos inéditos de YPF, y recolección de muestras. El recorrido se realizó exclusivamente por los valles, debido a la densa vegetación selvática, que cubre la región.

Durante los trabajos de campo se dispuso de fotografías aéreas a escala 1:50.000, imágenes satelitarias Landsat, y el mapa topográfico, a escala 1:250.000.

Los datos previos confirmados y las nuevas observaciones fueron volcadas en la base topográfica de la Hoja 2366-IV, Ciudad de Libertador General San Martín realizada por el IGM.

ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

La lista bibliográfica de trabajos realizados en el área abarcada por la Hoja es extensa y revela la variedad temática de los mismos. Ya desde las pos-trimerías del siglo XIX, las características de la región llamaron la atención de los investigadores. De estos primeros estudios realizados se pueden mencionar los de Brackebusch (1883, 1891, 1893); Bodenbender (1906); Keidel (1907; 1910, 1912, 1913 y 1943); Steinmann y Hoek (1912); Bonarelli (1913, 1914, 1921); Hausen (1925); Feruglio (1931); Gerth (1932), Kobayashi (1935) y Sgrosso (1939, 1943).

En la década del 70, la Dirección General de Fabricaciones Militares, en el marco del Plan NOA I Geológico Minero realizó la geología y geoquímica panorámica de las partes montañosas de Salta y Jujuy a escala 1:50.000. Dicha información fue sintetizada en un mapa a escala 1:400.000 (Méndez et al., 1979).

Yacimientos Petrolíferos Fiscales realizó numerosos estudios en esta región y los más recientes fueron en la cuenca de Tres Cruces (Boll y

Hernández, 1986). En el área de las Sierras Subandinas fueron de utilidad para este trabajo las contribuciones de Fernández Carro (1941); Fuertes et al. (1969); Fernández Garrasino (1975); Oliver (1976) y Serraiotto (1977), entre otros.

Se han realizado varias tesis y trabajos finales en el área de estudio. Para el área sur de El Moreno se tomó información del trabajo publicado de la tesis doctoral de Ramos (1973), y para el sector oriental de la sierra de Tusaquillas, la tesis doctoral de Zappettini (1989). Para el tratamiento de las sedimentitas cámbricas, se consultó la tesis de Sánchez (1984), para las ordovícicas, la de Moya (1988), para la Formación Lipeón, la de Bosso (1994), para la Formación Lecho, la de Salfity (1980), y para la Formación Yacoraite, la de Marquillas (1985).

En la sierra de Aguilar, por su importancia minera, se han realizado numerosos estudios. La información más relevante fue la aportada por Méndez (1973), Alonso et al. (1982), Cortés et al. (1987), Martín et al. (1987) y Franchi y Cortés (1988).

Entre los numerosos trabajos realizados en la zona que ocupa la Quebrada de Humahuaca, merecen citarse los de Tealdi (1947); Ramos et al. (1967); Aceñolaza (1968); López (1968); López y Nullo (1969); Amengual y Zanettini (1974); Turner y Salfity (1977) y Mon et al. (1993), entre otros.

Además, se han realizado numerosos trabajos paleontológicos, como los de Malanca (1973) y Benedetto y Malanca (1975); estratigráficos como los de Palma (1984), Pascual et al. (1981), Reyes y Salfity (1973), Russo (1972) y Sánchez (1984); mineros como los de De los Hoyos (1978) y Martín (1989) y estructurales como los de de Ferrariis (1940), Marturet y Fernández (1973), Méndez (1974) y Mon (1979).

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La Hoja Ciudad de Libertador General San Martín comprende, de oeste a este, parte de las provincias geológicas Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. Se encuentran en ella localidades clásicas de la geología del noroeste argentino, como la laguna de Guayatayoc, la sierra de Aguilar, la Quebrada de Humahuaca, la sierra del Horconal y la serranía de Calilegua.

Una síntesis de la evolución geológica de la región se presenta en el cuadro 4 de la página 75, en la descripción de la Historia geológica.

En la Hoja, las rocas aflorantes más antiguas son pizarras, filitas, grauvacas y calizas, en facies de

esquistos verdes de edad precámbrica superior – cámbrica inferior, pertenecientes a la Formación Puncoviscana y a la Caliza Volcán, respectivamente.

El basamento leptometamórfico está intruido por granitoides de las formaciones Quesera y Chañi, de edad cámbrica inferior y por la Formación Fundición de edad jurásica.

En discordancia angular (fase Tilcárica) sobre estas rocas, se depositaron sedimentitas marinas del Grupo Mesón del Cámbrico medio y superior. Estas están cubiertas por sedimentitas ordovícicas, en discordancia erosiva (fase Irúyica). En algunos sectores, la erosión precretácica provocó la desaparición de estas últimas, por lo que, en parte, el Grupo Mesón se encuentra cubierto en discordancia erosiva por sedimentitas cretácico – eocenas del Grupo Salta.

El Grupo Santa Victoria, correspondiente a las rocas del Ordovícico inferior a medio, está representado por las areniscas y pelitas de la Formación Acoite, y en posiciones más distales, en ambiente profundo, por las sedimentitas finas turbidíticas de la Formación Santa Rosita. Esta unidad está intruida por pórfiros dacíticos asignados al Ordovícico superior, de la Formación El Moreno. En la sierra de Tusaquillas, está intruida por los granitoides de la formación homónima y en la sierra de Aguilar, por las formaciones Aguilar y Abra Laite.

El levantamiento de la Cordillera Oriental por la fase Oclóyica, formó al este una cuenca donde se depositaron en discordancia las pelitas micáceas con niveles arenosos de la Formación Lipeón (Ordovícico superior a Devónico inferior), a la que siguen en concordancia los depósitos devónicos de la Formación Baritú, del Conglomerado Porongal, de las Lutitas del Cerro Piedras y de las Areniscas Pescado. La Formación Lipeón es intruida, en el río Piedras, por la Formación Río Piedras (Carbonífero superior).

Los movimientos de la Fase Cháñica expusieron en la superficie terrenos cámbricos y ordovícicos que fueron fuertemente erodados y luego cubiertos discordantemente por sedimentitas glacialmarinas que iniciaron el relleno de la Cuenca de Tarija en el Carbonífero. El Grupo Macharetí rellena en fuerte discordancia erosiva profundos paleovalles y el Grupo Mandiyutí completa la colmatación de la cuenca, en discordancia erosiva con el grupo infrayacente.

La Puna y la Cordillera Oriental, desde el Silúrico superior hasta el Jurásico superior constituyeron altos topográficos sometidos a erosión.

En discordancia angular sobre rocas precámbricas y paleozoicas se depositó el Grupo Salta. Sobre el basamento precretácico se constituyeron

los depocentros que fueron rellenados en forma continua, con evidencias solo de discordancias locales. Estos depocentros están constituidos por fosas en rift que fueron rellenadas por capas rojas y vulcanitas del Subgrupo Pirgua (acumulaciones sinrift); rocas arenosas y calcáreas del Subgrupo Balbuena; y colmatadas finalmente por el Subgrupo Santa Bárbara (postrift).

Este Grupo, en su techo, presenta una discordancia erosiva, y regionalmente suavemente angular, por los efectos de la fase Incaica. Esto sucedió cuando la Puna y la Cordillera Oriental fueron levantadas hasta su posición actual y sobrecorridas hacia el naciente, generando una intensa erosión de las zonas altas, que dio lugar a un importante relleno sedimentario arenoconglomerádico continental durante el Terciario. Estos depósitos están representados en Cordillera Oriental por las formaciones Casa Grande, Río Grande, Pisungo y Sijes, y en las Sierras Subandinas por el Grupo Orán. Salvo la discordancia entre los Subgrupos Metán y Jujuy que conforman el Grupo Orán, el resto de las unidades son concordantes.

En la quebrada de Humahuaca, en discordancia progresiva sobre diferentes unidades más antiguas, se deposita la Formación Maimará, y sobre esta en discordancia angular la Formación Uquía.

Finalmente, en el Cuaternario se produce una reactivación de cuencas, conformándose en la Puna cuerpos salinos, depósitos aluviales y sedimentos eólicos, discordantes sobre distintas unidades.

En las alturas mayores a 4500 metros de la Cordillera Oriental, se encuentran depósitos glaciares actuales. En el resto del área, y fundamentalmente en las Sierras Subandinas, se presentan distintos niveles de depósitos de terrazas, extensos depósitos de llanuras aluviales y potentes sedimentos de abanicos aluviales.

DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

2.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR - CÁMBRICO INFERIOR

Formación Puncoviscana (1)

Sedimentitas metamorizadas en facies de esquistos verdes. Pizarras, filitas y metagrauvas. Vulcanitas. Esquistos cuarcíticos

Antecedentes

Fue definida por Turner (1960) en la sierra de Santa Victoria y corresponde a los depósitos del Ciclo Pampeano (Harrington, 1975).

Salfity et al. (1975) consideran a esta formación como la más joven del Grupo Lerma, en el que la agrupa junto a las Formaciones Las Tienditas (Ortiz, 1962), Volcán (Loss y Giordana, 1952; nom. subst. Salfity et al. 1975) y Corralito. Luego, Omarini y Baldis (1984) incluyen en esta a la Formación Sancha (Salfity et al., 1975). Para Mon y Hongn (1988a) la denominación de Formación Puncoviscana solo se debería aplicar a las rocas de la faja oriental de basamento (donde fue definida) que presentan un estilo de deformación diferente a las de la faja occidental. El límite entre las dos fajas, para el ámbito de la hoja, está dado por la Quebrada de Humahuaca.

Distribución areal

La Formación Puncoviscana presenta su mayor representatividad en la Cordillera Oriental y es muy escasa en el ámbito de las sierras Subandinas y Puna.

En la Puna se observan afloramientos al suroeste de la hoja, en el área de El Moreno, donde se encuentra intruida por la Granodiorita La Quesera.

En el sector central de la Hoja, aflora extensamente en los cordones meridionales que forman la Cordillera Oriental y constituyen la base de las rampas de los corrimientos andinos.

Litología

La Formación Puncoviscana está integrada por pizarras, filitas, metagrauvas, metapelitas y esquistos cuarcíticos. Todo el conjunto presenta una coloración gris verdoso oscuro y se encuentra afectado por un metamorfismo regional débil, de carácter dinámico, que no alcanzó a obliterar las características sedimentarias originales; los sedimentos no pasan la facies de esquistos verdes.

Es característica de esta formación la presencia de vetas de cuarzo lechoso, de espesores variables entre 5 cm y 1 m, siendo las más comunes las comprendidas entre 10 y 25 centímetros.

Chayle y Coira (1987) reconocen la presencia de vulcanitas, en una sucesión conspicua y rítmica dentro de la Formación Puncoviscana, aflorantes en las nacientes de la quebrada de Queta Cara, departamento Tilcara. Están representadas por basaltos melanocráticos, ankaramitas, basaltos alcalinos, limburgitas, mugaritas y lacitas. Asimismo, Manca et al. (1987) mencionan la presencia de niveles de ankaramitas en la quebrada de Yacoraite.

Ambiente

El ambiente de esta unidad corresponde a abanicos submarinos profundos, donde el mecanismo depositacional dominante lo constituían las corrientes de turbidez (Omarini y Baldis, 1984; Jezek, 1986). En las regiones apicales y proximales de estos abanicos tenían lugar las acumulaciones de rocas psefíticas.

Contemporáneamente con la sedimentación, ocurrían efusiones de rocas ultrabásicas a través de fracturas, como las presentes en la quebrada de Yacoraite.

En este conjunto de materiales acumulados en la cuenca, debemos diferenciar los depósitos carbonáticos de Volcán, que probablemente correspondan a sedimentación en altos submarinos o a un ambiente de plataforma (Aceñolaza et al., 1989), y que se tratan aparte.

La evolución de esta cuenca de sedimentación culminó en el Cámbrico medio con la fase Tilcárica, que provocó plegamientos y metamorfismo y que estuvo acompañada por importante plutonismo granítico, con lo que culminaría el Ciclo Pampeano (Aceñolaza et al., 1989).

Estructura

El estudio de las mesoestructuras realizado por Mon y Hongn (1988a) les permitió separar esta formación en dos unidades que presentan estilos de deformación diferentes. La quebrada de Humahuaca constituye aproximadamente el límite entre ambas.

La unidad oriental presenta pliegues con planos axiales verticales o volcados hacia el oeste, acompañados de un clivaje de plano axial que frecuentemente es un bandeo tectónico. En algunos casos existen evidencias de deformaciones de menor intensidad posteriores, que produjeron otras generaciones de pliegues o simplemente están representadas por superficies penetrativas que cortan el clivaje de primera generación.

La unidad occidental, en cambio, está representada por pliegues de tipo “chevron”, muy apretados y volcados hacia el este, con fuerte clivaje de plano axial. Una deformación posterior sobreimpuso nuevas superficies de clivaje y de bandas de “kinking”.

Relaciones estratigráficas

Regionalmente, por encima de esta Formación se encuentran en discordancia angular los depósitos del Grupo Mesón. En la sierra de El Moreno está

intruída por la granodiorita La Quesera, y al sur de la quebrada de Yacoraite, por el granito Fundición.

Paleontología y edad

Aceñolaza (1973) y Aceñolaza y Durand (1973) consideran que los sedimentos que constituyen esta entidad pueden ser eo o mesocámbricos puesto que contienen restos de *Oldhamia* sp. y otras trazas fósiles. En la sierra de Tilcara, en la senda entre Alfarcito y Punta Corral, se han encontrado muestras de *Oldhamia* sp, en oportunidad de la realización del trabajo de campo.

Mirré y Aceñolaza (1972) comunican el hallazgo del icnogénero *Oldhamia* en la sierra de Ovejera (Catamarca), circunstancia que permitió por primera vez señalar la edad de la sedimentación de las rocas portadoras como correspondiente al Cámbrico inferior. Posteriormente se suceden nuevos descubrimientos de material fósil en rocas similares de Puna y Cordillera Oriental, que prueban definitivamente la existencia de niveles del Cámbrico temprano.

Por otro lado, descubrimientos efectuados en las Sierras Pampeanas de la provincia de Tucumán (Aceñolaza y Durand, 1986) de elementos paleontológicos del Precámbrico Superior, demuestran que la sedimentación ocurrió de manera continua, entre la finalización del Precámbrico y la porción temprana del Cámbrico (Aceñolaza y Durand, 1987).

Además de las consideraciones paleontológicas, existen edades de las plutonitas que la intruyen y de pelitas ricas en illita. Las primeras son dataciones Rb-Sr sobre roca total, que arrojan valores de 601+65 Ma y 586+70 Ma (Halpern y Latorre, 1973). Las segundas son edades K-Ar, entre 545 y 530 Ma que van del Vendiano al Tommotiano (Do Campo *et al.*, 1994). Por todo lo expuesto, esta unidad se asigna al Precámbrico superior – Cámbrico inferior.

Caliza Volcán (2)

Calizas y calizas dolomíticas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Loss y Giordana (1952) en la sierra de Tilcara. Luego se realizaron estudios inéditos debido al interés industrial de estas rocas (González Amorín, 1958; Romani, 1961; Altos Hornos Zapla, 1965; Ramos e Izza, 1966; Leidhold y de los Hoyos, 1969). Estudios más recientes han sido realizados por Mealla et al. (1990) y Camacho et al. (1990, 1993).

Distribución areal

La Caliza Volcán aflora en el sector centro sur de la zona de estudio, en la ladera occidental de la sierra de Tilcara, entre las localidades de Bárcena y Volcán.

Litología

Esta formación está constituida por calizas negro azuladas y grises, en bancos tabulares de 2 a 5 m de espesor. Se distinguen también niveles de dolomitas silicificadas con nódulos ricos en fosfatos y óxidos de hierro (Fernández et al., 1990).

Petrográficamente se han reconocido micritas macizas y esparitas recristalizadas. Los bancos se encuentran fracturados en distintas direcciones. Las fracturas se encuentran rellenas por carbonatos, sílice y fosfatos, formando venillas de algunos centímetros, hasta diques de 0,15m (Fernández, 1986 y 1987).

Fernández (1996) menciona la presencia de tierras raras asociadas con fosfatos y uranio. Entre los minerales fosfáticos, la monacita se presenta en forma de delgadas venillas de pocos milímetros de espesor, atravesando la masa de calizas negro-azuladas; y asociada con minerales del grupo del apatito, wavellita, colofano. También se halla tapizando fracturas abiertas (diacclasas) formando una masa de colores pardo rojizos, por asociación con carbonatos de hierro y óxidos de uranio. Otros minerales son britholita, bastnaesita, brannerita y coffinita (Fernández, 1996).

Según Viruel y Lombardero (1998), la unidad tiene un espesor aparente de 500 metros, por efecto del intenso plegamiento.

Ambiente

Sobre la base de estudios previos realizados por Fernández (1988 a, b, 1989); Jezek (1990) y Porto et al. (1990), Bordonaro (1992) y Fernández (1995) determinaron dos procesos esenciales que explican el origen de estas calizas. Uno explica el emplazamiento de las calizas por formación de olistostromas (deslizadas sobre un talud), y otro por depositación autóctona (sobre dorsales).

Estructura

La disposición de las calizas en el tramo norte del afloramiento es subvertical o con inclinaciones al este, en tanto que hacia el sur se observan varios pliegues. En los alrededores de la mina Chorrillos, la unidad se ve afectada por una falla.

Relación estratigráfica

Las calizas Volcán están intercaladas en la parte superior de la Formación Puncoviscana.

Edad

Sureda et al. (1986) asignaron las calizas Volcán al Precámbrico superior. Luego, Fernández (1988 a, 1989) las incluye dentro del Metalotecto N° 1 de Sureda et al. (1986), y las considera formadas en el Ciclo Pampeano de Aceñolaza y Toselli (1981), extendiendo su edad desde el Precámbrico superior al Cámbrico inferior.

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. CÁMBRICO

Formación Quesera (3)

Granitos, granodioritas, brechas de intrusión y diques

Antecedentes

Fue definida como Formación por Turner (1970), aunque Keidel (1943) ya la había delimitado, uniéndola a afloramientos de la Formación El Moreno. Kilmurray e Igarzábal (1971) la incluyeron dentro del Complejo Intrusivo Santa Rosa de Tastil.

Distribución areal

Se ubica en el sector suroccidental de la Hoja y constituye los afloramientos del cerro Rosado, en las cercanías del pueblo de El Moreno.

Litología

La Formación Quesera presenta en general una composición granodiorítica, con diferenciaciones graníticas.

El granito, de tonalidad rosa, es de grano fino a mediano, compuesto por ortosa, ortosa perfitica, cuarzo y escasa biotita, en parte alterada a biotita. En sectores hay variedades de grano fino, sacaroideas con textura aplítica, que representan facies de borde.

La granodiorita se halla en el centro del plutón. Presenta un color gris blanquecino a rosado y está compuesta por feldespato, cuarzo y aglomeraciones de micas. Presenta disyunción catafilar que origina bloques redondeados.

Estructura

El plutón granítico fue desmembrado por la tectónica terciaria en tres bloques (Ramos, 1973) correspondientes al Alto del Rosado, al cerro Cencerro y al de los cerros Papachacra y Chachayo. La falla de quebrada Grande y la de La Quesera limitan al Alto del Rosado, mientras que el bloque constituido por los cerros Cencerro, Papachacra y Chachayo está limitado por las fallas Cencerro Oeste y Este.

Relaciones estratigráficas

Intruye a la Formación Puncoviscana en la que se desarrollaron hornfels por efecto del metamorfismo térmico, estudiados por Kilmurray e Igarzábal (1971).

Edad

Dataciones radimétricas realizadas por Shell CAPSA (Borello, 1969) dan una edad aparente de $530 + 20$ Ma para este cuerpo. Estudios realizados según los métodos Rb-Sr sobre roca total y K-Ar, realizados por Halpern y Latorre (1973), varían entre $601 + 65$ Ma y $489 + 10$ Ma.

Según el contexto geológico, Moya (1988) relaciona este cuerpo con el granito de Chañi. Este último, según edades radimétricas, sería ordovícico medio – superior, aunque Moya y Salfity (1982) y Salfity et al. (1984 b) consideran que esas edades indicarían un rejuvenecimiento debido a la fase Guandacol.

Teniendo en cuenta que estos dos cuerpos constituían el alto formado por el Umbral de Lipán en el Tremadociano, para este trabajo se considera a la Formación Quesera de edad cámbrica inferior, de acuerdo con Borello (1969).

Formación Chañi (4)

Granito calcoalcalino biotítico, diques aplíticos, pórfiro granítico

Antecedentes

Este cuerpo granítico fue descrito por Méndez (1974) como Granito Chañi. Luego, en Méndez et al. (1979), le asignan la categoría de Formación.

Distribución areal

Aflora en las altas cumbres y en el faldeo oriental del Nevado de Chañi. El cuerpo tiene un desa-

rollo aproximado de 16 km en sentido N-S, por 10 km en sentido E – O. En la Hoja ocupa una superficie reducida en el extremo suroccidental (Foto 1).

Litología

Se trata de un granito calco-alcalino biotítico de color rosado. Presenta estructura hipidiomorfa con fenocristales de ortosa, plagioclasa, cuarzo y biotita, con pasta fanerítica feldespática cuarzosa. En el nivel inferior de los granitos se observan diques aplíticos.

Entre los picos Chañi Grande y Chañi Chico se presenta una pequeña diferenciación asociada a vetas de cuarzo lechoso con piritita y turmalina constituyendo un pórfido granítico calcoalcalino biotítico.

Relaciones estratigráficas

Intruye a rocas precámbricas y está cubierta por sedimentitas cámbricas y parcialmente por depósitos morénicos.

Edad

El granito de Chañi fue atribuido a edades entre el Ordovícico y el Silúrico inferior, según sus relaciones con las unidades sedimentarias circundantes, y análisis radimétricos (Méndez, 1974; Méndez et al. 1979; Turner et al. 1979; Turner y Mon, 1979; Aceñolaza y Toselli, 1981).

Las dataciones radimétricas por el método K - Ar en biotita sitúan la intrusión en $477 + 20$ Ma (dataciones INGEIS en Méndez et al., 1979) y en $463 + 6$ Ma (Rundle, en Méndez, 1974). Estas coincidían con las observaciones de Méndez (1974) quien había interpretado un contacto intrusivo con sedimentitas cámbricas.

Las actuales observaciones indican que el granito está cubierto por esas sedimentitas.

Moya y Salfity (1982) y Salfity et al., 1984 b) consideran que los datos radimétricos obtenidos indicarían un rejuvenecimiento producto de los movimientos de la fase Guandacol.

Asimismo, Fernández Garrasino (1985) expresa que los depósitos intruidos por las plutonitas de la Formación Chañi podrían ser equivalentes a la Formación Puncoviscana y por lo tanto no ser ordovícicos.

Otro dato interesante es aportado por Moya (1988), quien afirma que los cuerpos graníticos



Foto 1: Vista panorámica del Nevado de Chañi, tomada desde el pueblo de San José de Chañi. El cerro es un cuerpo granítico que intruye rocas precámbricas y está en discordancia con sedimentitas cámbricas, cubiertas parcialmente por depósitos morénicos.

Quesera - Chañi formaron parte del denominado Umbral de Lipán, que constituyó el control sedimentario durante el Tremadociano.

De acuerdo a las relaciones de campo y al contexto geológico por el que lo relaciona al plutón de La Quesera, se le atribuye una edad Cámbrico inferior.

Grupo Mesón (5)

Areniscas silicificadas (ortocuarzitas) conglomerados, pelitas, arcosas, lutitas.

Antecedentes

Los afloramientos cámbricos fueron individualizados por primera vez en un mapa geológico por Hausen (1925, 1930) y denominados como «cuarcitas de alta montaña».

Keidel (1943), en la quebrada del Toro, subdividió a estas rocas en Areniscas inferiores, medias y superiores (K1, K2 y K3). Posteriormente, Turner (1960), en la sierra de Santa Victoria, agrupó la secuencia cuarcítica bajo el nombre de Grupo Mesón conteniendo a las Formaciones Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc.

En esta Hoja, los afloramientos de las tres formaciones se mapearon conjuntamente como Grupo Mesón.

Distribución areal

El Grupo Mesón presenta similar distribución que los afloramientos de la Formación Puncoviscana; en su mayoría constituyen la parte alta de las sierras. Los afloramientos más abundantes están en la Cordillera Oriental (Foto 2) y son escasos en la Puna y Sierras Subandinas.

Litología

Está constituido por conglomerados y areniscas, seguidos por cuarcitas y limolitas. Las variaciones litológicas que caracterizan las diferentes formaciones se mencionan al tratarlas por separado.

El máximo espesor medido de este Grupo está en el Angosto del Perchel y es de 517 metros (Sánchez, 1984).

Ambiente

La litología del Grupo Mesón indica una sedimentación en una región estable y en un ambiente de mar somero; los sedimentos se habrían depositado en las proximidades de la costa, por encima del



Foto 2: Vista panorámica del cerro de los Siete Colores, donde las fajas coloridas pertenecen a depósitos del Grupo Mesón.

tren de olas, lo que supone un ambiente de alta energía (Sánchez, 1984).

Turner y Salfity (1977) comentan que la abundancia de laminación entrecruzada y Skolithos puede tomarse como indicador de depósitos neríticos.

Según González Bonorino y Sánchez (1996), el Grupo está constituido por depósitos de plataforma dominada por tormentas y mareas.

Relaciones estratigráficas

El Grupo Mesón se apoya discordantemente sobre rocas de la Formación Puncoviscana. Esto se puede observar en la ruta 52 camino a Susques (Foto 3); en los alrededores de Alfarcito, en la senda que conduce a Punta Corral, en las nacientes de Coraya, a unos siete kilómetros al oeste de esa localidad, y en el Angosto de Perchel, por nombrar algunos de los lugares donde se aprecia mejor la relación.

El contacto con las unidades ordovícicas es transicional. Presenta una alternancia de cuarcitas, areniscas cuarcíticas y micáceas y lutitas, que re-

emplazarían el conglomerado basal citado para varias localidades de la Cordillera Oriental.

Edad

Los restos fósiles hallados no permiten datar estas sedimentitas. Aparte de los tubos de Skolithos se han encontrado restos mal conservados de braquiópodos (Herrero Ducloux, 1940; Keidel, 1943; Ramos, en Ramos et al., 1967). Sobre la base de la discordancia que separa a estas sedimentitas de las rocas asignadas al Precámbrico, y de las relaciones con las pelitas ricas en faunas fósiles del Ordovícico inferior, se les asigna a estos depósitos edad cámbrica.

Formación Lizoite

Antecedentes

Corresponde a lo que Keidel (1943) denominó K1 o Areniscas inferiores, y luego Turner (1960) llamó Formación Lizoite, en la sierra de Santa Victoria.

Litología

Está integrada por un conglomerado basal (Litofacies A de Sánchez y Salfity, 1990) con gradación normal, bien seleccionado. Los clastos son equidimensionales, algunos prolados y discoidales, constituidos por cuarzo (hidrotermal y de venas de la Formación Puncoviscana), esquistos, pizarras y grauvacas, en matriz arenosa de color violado oscuro con cemento silíceo.

Culmina con areniscas silicificadas de color blanquecino a blanco grisáceo, rosado y morado, bien seleccionadas y de granos redondeados, granocrecientes. Se intercalan algunos bancos conglomerádicos con clastos de cuarzo, feldespato, muscovita y niveles pelíticos morados (Litofacies B de Sánchez y Salfity, 1990).

Los espesores medidos en el perfil de Humahuaca - Abra Laite son de 200 m (Turner y Salfity, 1977); en Méndez et al. (1979) se expresa que los espesores más comunes oscilan entre 70 y 120 m, siendo el espesor máximo, el medido por Turner (1960) en la sierra de Santa Victoria, de 1000 m. Ramos et al. (1967)

miden en el Abra de Pives 120 m, en El Porvenir 180 m, en el tramo medio de la quebrada de Purmamarca 1000 m, mientras que en el cerro Morado de Purmamarca hay solo 250 metros.

Ambiente

Según Sanchez y Salfity (1990) se habrían depositado en un medio de transición litoral - marino pando (nearshore) bajo el dominio de corrientes tractivas unidireccionales.

De acuerdo a González Bonorino y Sánchez (1996), son depósitos de barras laterales submareales y canales asociados. En cambio, para Gabaldón et al. (1998) representarían una serie fluvial de ríos de tipo braided, que evoluciona hacia el techo a un medio marino de plataforma somera.

Relación estratigráfica y estructura

Presenta una discordancia angular (discordancia Tilcárica, de Turner y Mon, 1979) sobre el basamento Precámbrico, con valores aproximados de 80° medi-



Foto 3: Expresión de la discordancia precámbrica/cámbrica (Gr. Mesón y Fm. Puncoviscana) en las proximidades del Abra de Potrerillos (Ruta N° 52), camino a Susques.

dos en el Angosto del Perchel, y de 30° en la quebrada de La Huerta (Sánchez, 1984). El contacto con la Formación Campanario es un pasaje gradual e interdigitado constituido por una paraconcordancia

Formación Campanario

Antecedentes

Corresponde a lo que Keidel (1943) denominó K2 o Areniscas intermedias, y posteriormente Turner (1960) llamó Formación Campanario.

Litología

Está compuesta por un Miembro Verde (Litofacies C de Sánchez y Salfity, 1990); y un Miembro Morado (Litofacies D de Sánchez y Salfity, 1990).

El Miembro Verde (inferior) está integrado por cuarcitas de esta tonalidad con alternancia de fangolitas. Presenta estratificación tabular mediana y lenticular fina, con ondulitas simétricas y laminación paralela.

El Miembro Morado (superior) está compuesto por cuarcitas moradas, micáceas, con abundante cemento ferruginoso. La estratificación es tabular mediana, con laminación paralela mediana, tangencial simple y ondulitas simétricas. Se encuentran intercalaciones de areniscas limosas y pelitas moradas, algo micáceas, que aumentan en frecuencia y espesor hacia el tope del miembro.

Ramos et al. (1967) midieron, en las cercanías de Abra de Pives, 180 m de espesor, al este de Porvenir 200 m, en el cerro Morado de Purmamarca, 280 m y en Huachichocana, 700 m. López y Nullo (1969) midieron 250 m en la quebrada de Humahuaca, entre Huacalera y Maimará. El espesor medido por Turner y Salfity (1977), en el perfil Humahuaca - Abra Laite, es de 200 metros.

Ambiente

Representa un medio sedimentario de plataforma somera, próximo al nivel de base del oleaje (transición de shoreface a offshore).

La separación entre el Miembro Verde y el Morado está dada por una superficie de inundación marina (González Bonorino y Sánchez, 1996).

Paleontología

Un rasgo distintivo de esta formación es la abundancia de Skolithos de un diámetro medio y constante

de 2 mm, independiente de su longitud, la cual es de 5 a 10 cm y excepcionalmente de 25 cm. Se disponen perpendiculares a los planos de estratificación. Ramos et al. (1967) describen que al microscopio se nota el borde del primitivo orificio por haber estado tapizado por material más fino y oscuro que el resto. Se los atribuye a anélidos marinos de la clase de los poliquetos, que producen horadaciones en la arena.

Relaciones estratigráficas

Yace en contacto transicional sobre la Formación Lizoite y en concordancia debajo de la Formación Chalhualmayoc.

Formación Chalhualmayoc

Antecedentes

Corresponde a lo que Keidel (1943) denominó Areniscas superiores o K3, y que más tarde Turner (1960) la denominara Formación Chalhualmayoc.

Litología

Son areniscas silicificadas, de color blanco amarillento claro, grano mediano y estratificación bien marcada en bancos gruesos. Los planos de estratificación son lisos y regulares. Se observan intercalaciones de estratos de lutitas de poco espesor, interestratificadas con ellas se encuentran arcosas de grano mediano y color gris.

Es frecuente la laminación entrecruzada y la presencia de ondulitas en la superficie de estratificación.

Ramos et al. (1967) midieron un espesor máximo al este del Porvenir, de 620 m; 400 m en las cercanías de Esquina Grande y 120 m en el Ciénago de Muñal (Pocoya) que está afectado tectónicamente. López y Nullo (1969) estimaron un espesor de 270 m en la quebrada de Humahuaca, entre Huacalera y Maimará. Turner y Salfity (1977), en el perfil de Humahuaca Abra Laite, midieron un espesor de 50 metros.

Ambiente

Para Sánchez y Salfity (1990) estos depósitos corresponden a un ambiente litoral semejante al de la Formación Lizoite. Según González Bonorino y Sánchez (1996) estas rocas se habrían formado en

planicies de marea con facies de nearshore - intermareal, y bancos correspondientes a barras submareales.

Paleontología

Al igual que la Formación infrayacente, se encuentran con frecuencia Skolithos.

Relaciones estratigráficas

Se halla separada de la Formación Campanario por una paraconcordancia, mientras que una discordancia regional la separa de los depósitos ordovícicos.

2.2.2. ORDOVÍCICO

Los depósitos ordovícicos del noroeste argentino presentan una variada nomenclatura y conforman gran cantidad de formaciones. Para esta Hoja, estos se mapearon bajo la denominación de Grupo Santa Victoria y unidades equivalentes, sin diferenciar las formaciones que lo componen.

Para conocimiento general de los afloramientos ordovícicos del área, se reseñan la mayoría de las unidades, desde las cuarcitas basales (consideradas por algunos autores como Cámbrico superior), hasta la Formación Sepulturas (Ilanvirniana).

La mayor diversidad de formaciones se encuentra en el sector oeste de la Hoja, en el área límite entre la Puna y la Cordillera Oriental. Allí, distintos autores mencionan la presencia de las formaciones Despensa, Padrioc, Lampazar, Cardonal, Saladillo, Parcha y Sepulturas. Ramos (1973) agrupó a las formaciones Lampazar, Cardonal y Saladillo en el Grupo Guayoc Chico.

Para el Tremadociano, se encuentran variaciones de nomenclatura también en el área de la quebrada de Humahuaca. Las formaciones citadas por Ramos et al. (1967) son Huichaira (Tremadociano inferior), Pocoy (Tremadociano superior) y Coquena (Tremadociano superior); López y Nullo (1969) describen las formaciones Casa Colorada (Tremadociano inferior), Alfarcito (Tremadociano inferior) y Rupasca (Tremadociano superior). Estas tres últimas, sumadas a las formaciones Huichaira, Pocoy y Purmamarca, fueron agrupadas por Amengual y Zanettini (1974) bajo la denominación de Formación Casa Colorada.

Para una equivalencia temporal se presenta el cuadro 1 en el que se incluyen la mayoría de las unidades ya mencionadas.

2.2.2.1. Tremadociano

Formación Padrioc

Antecedentes

Aceñolaza (1968) denominó Formación Padrioc a una potente sucesión de cuarcitas aflorantes en las sierras de Aguilar y de Cajas, aunque consideraba que se deberían llamar Formación Aguilar, pero este nombre ya lo había utilizado Turner (1960). Esta unidad es equiparable a las Cuarcitas basales de Russo (1948), a las Cuarcitas Aguilar (Spencer, 1950) y a las formaciones La Pedrera y Tilcara (Moya, 1988).

Distribución areal

El área tipo definida por Aceñolaza (1968) está en la sierra de Aguilar, al sur del río Padrioc, entre la quebrada de la Pirca y la falla Aguilar. También la describe en la sierra de Cajas. Alonso et al. (1982) describen esta formación en el perfil del río Despensa, mientras que más al sur de esta región, Moya (1988) la refiere en los perfiles de El Moreno y del Angosto del Moreno.

Litología

En el perfil de El Moreno, Moya (1988) caracteriza a la Formación Padrioc como areniscas cuarzosas de color gris a gris verdoso claro de grano fino, estratificación tabular a lenticular, con intercalaciones de lutitas limosas color verde claro y areniscas micáceas de colores verde y morado.

Ambiente

En correspondencia a la presencia de tubos de Skolithos y a la inmadurez mineralógica y textural, Alonso et al. (1982) indican un ambiente de planicies intertidales con un fuerte aporte terrígeno.

Relaciones estratigráficas

En el perfil del río Padrioc los contactos inferior y superior son tectónicos, y en la sierra de Cajas esta unidad es concordante con las sedimentitas del Tremadociano inferior (Aceñolaza, 1968).

En el perfil del Angosto del Moreno, Moya (1988) describe un contacto erosivo entre la Formación

LLANVIRNIANO	Formación Sepulturas (Harrington, 1957) = Lutitas Mojotoro (Harrington, 1957) = Formación Santa Gertrudis (Harrington, 1957) = Formaciones Centinela y Labrado (Harrington, en Harrington y Leanza, 1957) = Formación Mojotoro (Moya, 1988)
ARENIGIANO	Formación Parcha (Keidel, 1943; Harrington, 1957) = Formación San Bernardo (Harrington, 1957) = Formación Cienaguillas (Harrington, 1957) = Formación Acoite (Harrington, 1957)
TREMADOCIANO	Formación Aspero (Harrington, 1957) = Lutitas Coquena (porción cuspidal) (Harrington, 1957) = Formación Humacha (Moya, 1988)
	Formación Saladillo (Keidel, 1943; Harrington, 1957) = Lutitas Pocoy, Rupasca y Coquena (porción basal) = Calizas Chañarcillo (Harrington, 1957) = Formaciones Rupasca y Floresta (Moya, 1988)
	Formación Cardonal (Keidel, 1943; Harrington, 1957) = Arenisca Caldera (Harrington, 1957) = Caliza Alfarcito (Harrington, 1957) = Formación Huichaira (Harrington, 1957) = Formación Despensa (Alonso et al., 1982) = Formaciones Caldera y Alfarcito (Moya, 1988)
	Formación Lampazar (Harrington, 1957) = Lutita Casa Colorada (Harrington, 1957) = Formación Purmamarca (Harrington, 1957) = Formación San José (Harrington, 1957) = Formación Pinguíyal (Harrington, 1957) = Formaciones Casa Colorada y San José (Moya, 1988)
	Cuarcitas basales (Russo, 1948) = Cuarcitas Aguilar (Spencer, 1950) = Formación Padrioc (Aceñolaza, 1968) = Formaciones La Pedrera y Tilcara (Moya, 1988)

Cuadro 1: Equivalencia temporal de unidades ordovícicas

Padrioc y las sedimentitas del Grupo Mesón, y en el techo un pasaje transicional a la Formación Lampazar.

Paleontología y edad

Aceñolaza (1968), en el perfil tipo, describe la presencia de abundantes Skolithos.

De acuerdo a las relaciones estratigráficas se la considera tremadociana inferior.

GRUPO GUAYOC CHICO

Antecedentes

Denominación propuesta por Ramos (1973) para reunir a las areniscas y lutitas que se encuentran por encima de las ortocuarcitas cámbricas, en la región de El Moreno. La denominación proviene de la que-

brada del mismo nombre. En él agrupa a las formaciones Lampazar, Cardonal y Saladillo, que serían equivalentes en el tiempo con la Formación Santa Rosita del Grupo Santa Victoria.

Distribución areal

Este Grupo aflora a unos 50 km al sur de Cangrejillos y a dos kilómetros al sudoeste de El Moreno, en la margen izquierda del camino que une El Moreno con Abra de Pives, al nordeste de la Quebrada Grande, en El Moreno, a ambos márgenes de la Quebrada del Toro en el Angosto de la Quesera.

Algunas de las Formaciones que lo componen se observan en la zona de Aguilar. La Formación Lampazar se menciona en el flanco oriental de la sierra de Cajas, en los alrededores del río Despen-

sa. La Formación Cardonal aflora en el flanco noroeste y este de la sierra de Cajas, desde la quebrada Azul hasta la región de Matadería.

Litología

Ramos (1973) separa al Grupo en tres miembros.

El miembro inferior comienza con los primeros bancos de limolitas y lutitas de colores verde oliva y gris oscuro, que están ausentes en los depósitos cámbricos. Estas se intercalan con areniscas finas y limosas de color gris amarillento a parduzco, que varían desde protocuarzitas en la base a subgrauvacas en la parte media superior. En las areniscas se pueden observar anillos concéntricos de hierro de varios colores. Se pueden observar también clastos de hematita al microscopio, parcialmente oxidada. Interpuestas en las anteriores, en menor proporción se encuentran delgados bancos de calizas arenosas amarillentas claras.

El miembro medio es más psamítico y predominan las areniscas cuarcíticas pardo amarillentas a gris blanquecinas, en parte micáceas. Hacia la parte superior es más limoso y lutítico y es allí donde se encuentran los principales niveles fosilíferos. Estos están ubicados en limolitas y lutitas pardo grisáceas a verde oliva, asociadas a calizas azuladas.

El miembro superior es predominantemente lutítico aunque se interponen todavía bancos de areniscas limosas pardo grisáceas y verdosas de grano fino. En esta última parte no se encuentran ya los delgados bancos de caliza, exclusivos de los miembros anteriores.

Relaciones estratigráficas

En la quebrada de Guayoc Chico, donde fue definido este Grupo, se observa un cambio transicional de tonalidades. De las ortocuarzitas rosadas a amarillentas cámbricas, se pasa a las limolitas y lutitas verdosas de la base de este Grupo.

Formación Lampazar

Antecedentes

Fue definida por Harrington (1957). Es equivalente a las siguientes unidades: Lutita Casa Colorada (Harrington, 1957), Formaciones Purmamarca, San José y Pinguíyal (Harrington, 1957) y Formaciones Casa Colorada y San José (Moya, 1988).

Distribución areal

Aceñolaza (1968) la describe en las sierras de Aguilar y Cajas y en los altos del río Despena. También fue descrita en el perfil de El Moreno y en el Angosto del Moreno (Moya, 1988).

Fue mapeada por Amengual y Zanettini (1974) sobre la ladera occidental de la sierra de Tilcara y en la quebrada de Yriques, como Formación Casa Colorada. Esta misma formación fue descrita por López y Nullo (1969) en la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca, entre Huacalera y Maimará.

Litología

La Formación Lampazar está caracterizada por lutitas limosas color gris, gris oscuro y gris verdoso, y lutitas limoarenosas color gris claro.

Ambiente

Según Martín et al. (1994), regionalmente se aprecia un engranaje lateral de la Formación Lampazar, con la Formación Padrioc en litofacies marinas trasgresivas.

Relaciones estratigráficas

En la región de Aguilar, la base de la Formación Lampazar es concordante con las cuarcitas cámbricas, mientras que en su techo lo es con la Formación Cardonal.

Palentología y edad

En un perfil de la sierra de Cajas, Aceñolaza (1968) menciona la presencia de abundantes trilobites como *Parabolina argentina*, *Geragnostus* (*Micragnostus*) *vilonii*, *Gallagnostus bolivianus*, *Beltella ulrichi*, *Angelina hyeronimi*, *Parabolinopsis mariana*, *Bucania sp.*, *Parabolinopsis cf. kobayashii*, *Protopeltura mesembria* y *Oxydiscus sp.*

Suárez Riglos et al. (1982) mencionan la presencia, en el extremo septentrional del anticlinal de Cajas, de *Cordylodus angulatus* con *Cordylodus proavus* y *Cordylodus oklahomensis* dentro de los niveles calcáreos de la Formación Lampazar.

En el área de la quebrada de Humahuaca los restos hallados por López y Nullo (1969) y por Amengual y Zanettini (1974) son *Parabolinopsis*

mariana Hoek, *Triartus tetragonalis* Harr., *Notopeltis orthometopa* (Harr.) y *Nanorthis* sp.

De acuerdo a los hallazgos paleontológicos, se la considera de edad tremadociana inferior.

Formación Cardonal

Antecedentes

Fue definida por Keidel (1943) y asignada a la categoría de formación por Harrington (1957). A esta se la considera equivalente a las siguientes unidades: Arenisca Caldera (Harrington, 1957), Caliza Alfarcito (Harrington, 1957), Formación Huichaira (Harrington, 1957), Formación Despenza (Alonso et al., 1982) y Formaciones Caldera y Alfarcito (Moya, 1988).

Distribución areal

Aceñolaza (1968) estudia los afloramientos de esta unidad en el flanco noreste y este del anticlinal de Cajas, desde la quebrada Azul hasta Matadería. Fue descrita por Moya (1988) en los perfiles de El Moreno, del Angosto del Moreno y Pueblo Viejo.

En la región de la quebrada de Humahuaca fue mapeada como Formación Huichaira por Ramos et al. (1967) en el Ciénago del Muñal y al este del caserío de Pocoya.

Litología

La Formación Cardonal está representada por una sucesión de areniscas pardas o gris verdosas con intercalaciones menores de pelitas oscuras, grises o pardas.

Ambiente

Estudios realizados por Martín et al. (1989) caracterizan a la Formación Cardonal como depósitos originados en un ambiente marino somero.

Relaciones estratigráficas

Se apoya en relación concordante y transicional sobre las lutitas de la Formación Lampazar. En el techo, una falla la pone en contacto con la Formación Acoite, en la sierra de Cajas (Aceñolaza, 1968), mientras que en el perfil de El Angosto del Moreno presenta un pasaje transicional con la Formación Saladillo (Moya, 1988).

Paleontología y edad

Aceñolaza (1968) homologó la sucesión de la Formación Cardonal a la unidad con fauna de *Kainella meridionalis* aflorante en la sierra de Cajas. Entre las quebradas Azul y Amarilla encontró: *Kainella meridionalis*, *Loydia (Leiostegium) douglasi*, *Eoorthis christiana*, *Lingulella ferruginea*, *Obulus* sp. y *Cruziana furcifera*.

En relación a la fauna hallada se la asigna al Tremadociano inferior a medio.

Formación Saladillo

Antecedentes

Esta unidad fue descrita por Keidel (1943) y elevada a la categoría formacional por Harrington (1957). Se correlaciona con: Lutitas Pocoy, Rupasca y Coquena (porción basal), Calizas Chañarcillo (Harrington, 1957) y Formaciones Rupasca y Floresta (Moya, 1988).

Distribución areal

Está presente en el perfil de El Angosto del Moreno (Moya, 1988) y en la sierra de Cajas (Franchi y Cortés, 1988).

Fue mapeada por Ramos et al. (1967) en las quebradas de Huichaira – Pocoya, Purmamarca, Chalala y Tumbaya Grande, como formaciones Pocoy y Coquena, mientras que López y Nullo (1969) describieron afloramientos de la Formación Rupasca en la ladera occidental de la sierra de Tilcara, entre Alfarcito y Huacalera.

Litología

La unidad está caracterizada por areniscas limosas y cuarzosas de grano fino, grises verdosas y grises respectivamente, con estratificación tabular a lenticular. Presenta también bancos de lutitas limosas hasta arcillosas de color verde oliva.

Ambiente

Esta unidad estaría representada por ambientes de anteplaya a plataforma intermedia y distal.

Relaciones estratigráficas

En las quebradas de Lampazar e Incamayo, Franchi y Cortés (1988) observan a la Formación

Saladillo apoyando sobre la Formación Cardonal y en las quebradas transversales del sur de la sierra de Cajas se encuentra en contacto transicional con la Formación Acoite.

En el perfil de El Angosto del Moreno se encuentra en pasaje transicional con la Formación Cardonal infrayacente y en contacto tectónico con la Formación Parcha (Moya, 1988).

Paleontología y edad

La Formación Saladillo, para Harrington y Leanza (1957), está caracterizada por la zona de *Kainella meridionalis*, y enumeraron los siguientes ejemplares: *Kainella meridionalis*, *Pseudokainella lata*, *Parabolinopsis mariana*, *Asaphellus catamarcensis*, *Geragnostus nesossii*, *Geragnostus maurii*, *Ceratopyge forficuloides*, *Dichelepyge pascuali*, *Illaenopsis stenorthachis*, *Salataspis steinmanni*, *Parabolinella argentinensis*, *Triarthrus shintonensis*, *Nanortis sp.*, *Bucania cyrtoglypha*, *Trinodus? saltaensis*, *Orometopus pyrifrons*, *Apatokephalus serratus*, *Protopliomerops rossii*, *Parabolinella trarthroides*, *Notopeltis orthometopa*. Correspondería a una edad tremadociana medio – superior.

Formación Áspero

Antecedentes

Fue definida por Harrington (1957). Esta unidad es equivalente a la porción cuspidal de las Lutitas Coquena (Harrington, 1957), a la Formación Humacha (Moya, 1988) y a parte de la Formación Coquena (Ramos et al., 1967).

Distribución areal

La formación, en el área de la quebrada de Humahuaca, fue distinguida por Ramos et al. (1967), como Formación Coquena, en las quebradas de Coquena, Chalala y Tumbaya Grande.

Litología

La unidad está integrada por areniscas arcillosas de color gris claro a amarillento, a veces micáceas. Presenta intercalaciones de lutitas bien consolidadas de color verdoso.

Relaciones estratigráficas

Los afloramientos de esta unidad en las quebradas mencionadas, corresponden a pequeñas escamas tectónicas, por lo que el contacto con las sedimentitas arenigianas y cretácicas es por medio de fallas.

Paleontología y edad

En la quebrada de Coquena, Ramos et al. (1967) mencionan la asociación fosilífera de *Notopeltis orthometopa* (Harr.), *Basiliella carinata* Harr., *Mekynophris nanna*, Harr., *Apatokephalus serratus* (Sars. et Boek.), *Asaphellus jujuyanensis* Harr., *Asaphellus catamarcensis* Kob. y *Shumardia minutula* Harr., que permite asociarla a la fauna de *Ceratopyge* del Tremadociano superior.

2.2.2.2. Tremadociano - Llanvirniano inferior

Grupo Santa Victoria (6)

Conglomerados, areniscas, areniscas lutíticas, lutitas y lutitas margosas

Antecedentes

Definido por Turner (1960) en la sierra de Santa Victoria. Los autores que se refirieron anteriormente al mismo fueron Keidel (1943); Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) y Aceñolaza (1968).

Está constituido por las Formaciones Santa Rosita (equivalente al Grupo Guayoc Chico) y Acoite, que por razones de escala no se han diferenciado en el mapeo.

Los estudios de este Grupo son muy abundantes ya que es portador de un registro faunístico muy completo del Tremadociano inferior y superior y Arenigiano.

Distribución areal

En la Cordillera Oriental aflora en fajas meridiana y acompañan a los afloramientos del Grupo Mesón. En las Sierras Subandinas aflora en gran extensión de norte a sur, entre la falla que limita la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas, al oeste y las fajas cretácicas y el pliegue de Valle Grande, al este.

Litología

En la base presenta una entidad psefítica, que en algunas áreas se expresa solo como delgados lentes sabulíticos o areniscas gruesas, que gradúa hacia el techo a areniscas medianas y finas.

La secuencia tremadociana muestra una alternancia de cuerpos arenosos y pelíticos que representan los registros de las fluctuaciones eustáticas. Las rocas son parduzcas y verdosas.

Los niveles cuspidales del Tremadociano están constituidos por lutitas con abundantes intercalaciones de bancos calcáreos de coquinas que sirven como banco guía. Las lutitas arenigianas incluyen concreciones.

Las rocas presentan gran abundancia de fósiles, los cuales facilitaron la división y el estudio de estos afloramientos.

Ambiente

Está constituido por facies de plataforma (offshore) dominada por la acción de tormentas, conformando una gran secuencia estrato y granocreciente representativa de una progresiva somerización de la cuenca.

Moya (1988), basándose en los espesores, estructuras sedimentarias, fauna y variaciones más detalladas en la litología y composición de las entidades tremadocianas, identificó en el tramo austral de la Cordillera Oriental, dos regiones con diferentes condiciones de depositación. La región occidental era de ambiente somero, restringido y tranquilo, protegido de las corrientes de oleaje y sometido a la acción de las mareas y esporádicas tormentas. Se indica un *lagoon* como el modelo más acorde para este ambiente. La región oriental corresponde a una plataforma abierta donde la acción de corrientes de oleaje, mareas y tormentas fue muy efectiva. Esta se extendería hacia el este, fuera de los límites del área de estudio, hacia las actuales regiones de Sierras Subandinas y Llanura Chaqueña.

Estructura

La estructura del Ordovícico de la Puna fue estudiada por Mon y Hongn (1987), quienes concluyen que las rocas que lo integran han sufrido un intenso plegamiento preándico, atribuido a la fase Oclóyica. El plegamiento se debe a una sola fase intensa de deformación que ha desarrollado un solo clivaje de plano axial.

Turner y Méndez (1975) atribuyeron la deformación de las rocas ordovícicas de la Cordillera Oriental a los movimientos producidos durante esa misma fase. Las fallas producidas por estos movimientos tienen vergencia al oeste. Algunas de estas fueron reactivadas por los movimientos ándicos.

La fase Guandacol constituyó un episodio tectónico preliminar y menos intenso que el de la fase Oclóyica, de acuerdo a evidencias estratigráficas, magmáticas y paleontológicas (Salfity et al., 1984b).

Las sedimentitas ordovícicas actúan como nivel de despegue de las estructuras ándicas en las Sierras Subandinas.

Relaciones estratigráficas

El contacto entre los Grupos Mesón y Santa Victoria es una superficie nítida de erosión, sin angularidad manifiesta en observaciones localizadas, verificable en relevamientos regionales. El Grupo Santa Victoria se asienta sobre distintas entidades del Grupo Mesón y cuando transgrede los límites de la cuenca cámbrica, sobre basamento precámbrico - eocámbrico (Moya, 1988).

En la región oriental del área de estudio, la relación entre las entidades tremadocianas y arenigianas es de concordancia y transición.

Entre las unidades ordovícicas y cretácicas se halla una discordancia. En San José de Chañi afloran registros del Arenigiano superior, que infrayacen en discordancia a la Formación Yacoraite, sin angularidad manifiesta.

Paleontología y edad

Salfity et al. (1984c) consideran que el Grupo se habría iniciado en las postrimerías del Cámbrico, por lo menos en algunas localidades de la Cordillera Oriental argentina. En otras, en cambio, considerando las características transgresivas del mar tremadociano, las sedimentitas de la Formación Santa Rosita se habrían depositado en su totalidad durante el Ordovícico.

Proponen además que el primer registro de la Zona de *Dictyonema flabelliforme* marque el inicio del Tremadociano inferior, y por ende del Sistema Ordovícico, lo que puede también coincidir con la aparición de *Jujuyaspis keideli*.

Debido a la abundancia de fauna fósil, se enumerarán las especies en cada una de las formaciones en que se han encontrado.

Formación Santa Rosita

Antecedentes

Fue definida por Turner (1960) en la sierra de Santa Victoria. Se correlacionaría en tiempo con el Grupo Guayoc Chico.

Litología

Comienza con un conglomerado basal integrado por clastos redondeados de cuarzo lechoso y cuarcitas blanquecinas y moradas cámbricas, en una matriz areniscosa. Siguen lutitas verdes a verde grisáceas, estratificadas delgadamente. Se presentan intercalaciones de bancos de areniscas de grano mediano.

Méndez (1973) menciona que entre el cerro Morado y la quebrada La Esperanza, las rocas están afectadas por la intrusión de diques lamprofidicos, diabásicos y andesíticos.

El espesor medido en el perfil Humahuaca - Abra Laite (Turner y Salfity, 1977) es de 250 m, mientras que Zanettini (1973), para el área de Tres Cruces, mide 500 m. Amengual y Zanettini (1973) miden en la zona de Cianzo - Caspalá, 300 m de espesor.

Ambiente

Turner y Salfity (1977) indican un ambiente marino de aguas profundas, próximas a la costa, por encima de la base del tren de olas.

Paleontología y edad

Harrington y Leanza (1957) mencionan *Parabolina argentina* (Kaiser), *Angelina hyeronini* (Kaiser), *Cruziana furcifera* d'Orb, *Kainella meridionalis* Kobayashi.

Tortello (1996) encuentra en las quebradas de Coquena y Chalala (en los tramos altos de la Formación Santa Rosita), *Arthrorhachis saltaensis*, *Arthrorhachis sp.*, *Geragnatus callaveiformis*, *Geragnatus nesossii* y *Geragnatus sp.*, asociados a trilobites polímeros típicos de la Biozona de *Notopeltis orthometopa*.

De acuerdo a la fauna encontrada, se asigna una edad tremadociana a esta unidad.

Formación Acoite

Antecedentes

Fue definida por Harrington (1957) en el sector septentrional de la Cordillera Oriental. Luego Turner (1960) la incluyó junto a la Formación Santa Rosita en el Grupo Santa Victoria. Es equivalente a las Formaciones Parcha (Keidel, 1943; Harrington, 1957), San Bernardo (Harrington, 1957) y Cienaguillas (Harrington, 1957).

Litología

La descripción realizada por Astini y Waisfeld (1993) en la quebrada de Purmamarca indica que la unidad consiste en una sucesión de pelitas negras con laminación paralela y pelitas verdes y verde grisáceas bioturbadas, con intercalaciones de areniscas de grano fino que se hacen progresivamente más gruesas y frecuentes hacia la parte superior. En los tramos cuspidales éstas son francamente dominantes y están compuestas por areniscas cuarzosas de grano mediano y colores grises y amarillentos.

Aceñolaza (1968), en la sierra de Cajas, describe una columna de 610 m de espesor aproximadamente. Para la sierra de Aguilar, Turner y Salfity (1977) estiman un espesor de 1000 metros. Alonso et al. (1982) miden un espesor mínimo de 800 m y Martín et al. (1987) estiman una potencia de 3200 m aproximadamente.

Ambiente

Turner y Salfity (1977), por las características faunísticas y litológicas, indican un ambiente de mar tranquilo, por debajo del tren de olas.

Astini y Waisfeld (1993) reconocieron siete asociaciones de facies que describen un patrón general de somerización y progradación costera, desde plataforma externa y media con tempestitas distales, hasta plataforma interna y cara de playa dominada por tempestitas proximales y canales distributarios e interdistributarios dominados por mareas, correspondientes a un aparato deltaico.

Relaciones estratigráficas

La Formación Acoite se pone en contacto con la Formación Cardonal por medio de una falla, mientras que con la Formación Saladillo el contacto es transicional. Hacia el techo se separa concordantemente de la Formación Sepulturas, del Llanvirniano inferior.

Paleontología y edad

Méndez (1973) menciona *Didymograptus V-deflexus* Harris; *Tysanopyge sp.*; *Ogygiocaris sp.*; *Hyolithus (ortotheca) multistriatus*; *Dichograptus cf. separatus* Elles.

Cuerda et al. (1992) encuentran, en el norte de la sierra de Cajas, *Dydymograptus sp.*, *Isograptus caduceus* cf. *I. caduceus* (Salter), *Kinnegraptus sp.*, *Tetragraptus quadribachiatum* (Hall), *T. cf. T. bigsbyi* (Hall), *T. phyllograptoides* cf. *T. phyllograptoides*

Strandmark y *Skiagraptus* sp. dentro de la Formación Parcha, que es equiparable a esta unidad.

Ottone et al. (1995), en la quebrada de Chalala, en los niveles basales de esta Formación, halló acritarcas que corresponderían a la Paleoprovincia Mediterránea o Perigondwánica, que se desarrolló en el Ordovícico temprano.

De acuerdo a las distintas especies encontradas, se le atribuye a esta unidad una edad Arenigiano - Llanvirniano.

2.2.2.3. Llanvirniano inferior

Formación Sepulturas

Antecedentes

Harrington y Leanza (1957) la definieron como «calizas Sepulturas» en el área de la quebrada de Purmamarca. Luego, Aceñolaza (1968) la identificó como Formación Sepulturas en el Espinazo del Diablo. Martín et al. (1987) describen en el cerro Viviano, en el extremo norte de la sierra de Aguilar, un perfil de esta unidad denominando a la sección basal, Miembro Lumara.

Esta unidad litológica se ha mapeado conjuntamente con el Grupo Santa Victoria.

Distribución areal

El área tipo es la quebrada de Purmamarca, y además se la ha ubicado en la quebrada de Vizcachas y en el Espinazo del Diablo (curso del arroyo de las Colas, región de Sauzalito).

Litología

Está constituida por areniscas cuarzosas a subfeldespáticas de grano mediano a grueso, de color rosado y morado con intercalaciones pelíticas varicolores, muy bioturbadas.

En el Espinazo del Diablo presenta mayor contenido lutítico. Se encuentran lutitas verde - amarillentas con abundantes intercalaciones arenosas.

En la sierra de Aguilar los materiales clásticos se intercalan con marlecor o concreciones calcáreas. Abundan también los óxidos de hierro y de manganeso.

Para su área tipo en la quebrada de Sepulturas, Harrington y Leanza (1957) miden 50 m. Aceñolaza (1968), en el Espinazo del Diablo, describe una sec-

ción de 80 m de espesor. Martín et al. (1987; 1994) miden en el tramo norte de la sierra de Aguilar, 300 m de espesor.

Ambiente

Según Astini y Waisfeld (1993) en los sectores canalizados se preservarían evidencias de corrientes de marea.

Relación estratigráfica

En el extremo norte de la sierra de Aguilar (Martín et al., 1987) la transición entre el tope de la Formación Acoite y la base de la Formación Sepulturas es normal, progresiva y concordante. No se observa la relación de techo.

Paleontología y edad

Martín et al. (1987) consideran que la definición de la zona de *D. deflexus* en los niveles inferiores de la Formación Sepulturas reviste fundamental importancia, ya que está en todas las localidades donde fuera identificada (Espinazo del Diablo y Los Colorados). Contiene una fauna exclusivamente conchilífera que, por la presencia de determinados trilobites (*Famatinolithus*, *Ampyx*, *Hoekaspis*), fuera asignada al Llanvirniano inferior o al lapso Arenigiano superior - Llanvirniano inferior (Harrington, en Harrington y Leanza, 1957; Aceñolaza, 1968; Benedetto y Malanca, 1975).

Los estratos superiores de la Formación Sepulturas en la sierra de Aguilar, que implican más de 300 m de columna sedimentaria, al presente solo han proporcionado fauna fósil exclusivamente conchilífera y en su mayor parte bentónica, constituida por braquiópodos, gastrópodos, bivalvos y nautiloideos rectilíneos, carente de significado cronoestratigráfico.

Formación El Moreno (7)

Pórfiro dacítico

Antecedentes

La Formación El Moreno fue definida por Ramos (1973), quien denominó así a pórfiros dacíticos que correlacionó con las rocas semejantes que afloran en la quebrada de los Toldos, al pie del cerro Cencerro, y que vuelven a aflorar en las cercanías

de La Quesera, donde son intrusivos en la Formación Quesera.

Distribución areal

Comprende un extenso afloramiento en la sierra de El Moreno y el Alto Rosado, con unos 16 km de largo, desde la localidad de El Moreno hasta Peña Colorada, en el extremo suroeste de esta Hoja.

Litología

Los pórfiros que comprenden la Formación El Moreno, según Ramos (1973), están caracterizados por su color pardo oscuro ligeramente morado, con tintes verdosos a amarillentos por meteorización. Presentan abundantes fenocristales (50 a 55 % de la roca) de tamaño promedio de 1 a 3 mm, aunque son frecuentes los de 10 mm de diámetro. En parte están brechados, reconociéndose los fragmentos por una proporción menor de fenocristales. Entre ellos predominan los de plagioclasa blanquecina parda, mientras que los minerales fémicos participan en variada proporción, desde escasa biotita hasta abundante material fino verde oscuro. Los fenocristales de cuarzo son escasos, y tienen tamaño medio de un milímetro. El fémico más común es la biotita parda, alterada en mayor o menor grado. En este último caso presenta pasaje gradual a clorita y contornos irregulares. En otros casos permanece la biotita relictica escasa, con abundante clorita, carbonato, leucoxeno y mineral opaco, o la asociación sericita, leucoxeno y escasa hematita o limonita.

Los accesorios son circón, en cristales idiomorfos con buen desarrollo de prismas, apatita y cristales de magnetita, alrededor de los cuales se aglomeran, en algunos casos, pequeñas láminas cloríticas y biotíticas.

La pasta es microgranosa cuarzo feldespática, con zonas de crecimiento granofírico. Entre los pequeños granos se intercalan laminillas sericíticas, cloríticas, gránulos de óxido de hierro y calcita.

Estructura

Ramos (1973) denomina al área de El Moreno como «Zona de desmembramiento». En este área observa que los distintos bloques a partir del Alto del Rosado y la sierra de El Moreno se van hundiendo hacia el oeste en forma escalonada. La sierra de El Moreno y el Alto del Rosado constituyen la zona de máximo ascenso vertical.

En el Alto del Moreno, el pórfiro está limitado por la falla de Quebrada Grande al oeste y la falla de Moreno sur, al este.

Relaciones estratigráficas

El pórfiro dacítico, según Ramos (1973), intruye a las Formaciones Puncoviscana y Lizoite y al Grupo Guayoc Chico.

Edad

Ramos (1973) asigna al pórfido dacítico una edad postordovícica.

Moya (1988) en la descripción de la secuencia ordovícica en El Moreno, observa que las unidades basales no muestran rastros de cocimiento ni tampoco disturbación tectónica intensa, mientras que el cuerpo dacítico intruye la porción intermedia, que además se encuentra muy disturbada.

Viramonte (comunicación verbal a la Dra. Moya) comentó una singular similitud con las facies de borde del granito La Quesera.

A los fines de este trabajo se la considera ordovícica superior.

2.2.3. ORDÓVICICO SUPERIOR - DEVONICO INFERIOR

Los movimientos de la fase Oclóyica, a fines del Ordovícico, provocaron el levantamiento de la Cordillera Oriental, generando al este de la misma una cuenca en la que se depositó un espeso registro sedimentario desde fines del Ordovícico hasta el Devónico.

Dentro del área de estudio se encuentra el borde occidental de la cuenca, en el que Starck (1996) identifica tres supersecuencias: Cinco Picachos, Las Pavas y Aguaragüe. En este trabajo las tres supersecuencias se mapearon como una sola unidad, e incluye afloramientos de las formaciones Lipeón y Baritú, del Conglomerado Porongal, de las Lutitas Cerro Piedras y de las Areniscas Pescado.

Formación Lipeón (8)

Areniscas y areniscas conglomerádicas, lutitas micáceas, limolitas y arcilitas

Antecedentes

Schlagintweit (1937) denominó a esta unidad Esquistos del río Lipeo. Luego, Angelelli (1946) la denominó Areniscas Amarillentas, Ruiz Huidobro

(1955) Formación Undimi y Nieniewski y Wleklinski (1950) serie 6. Finalmente, Turner (1960) la denominó Formación Lipeón.

Distribución areal

Las rocas silúricas y devónicas no se han separado en el mapeo de esta Hoja. Se encuentran exclusivamente en las Sierras Subandinas (o zona de Transición) al este del pliegue del Horconal, al norte del sinclinal del Valle Grande, y acompañando, al sur y este, al pliegue de propagación de la falla Divisadero - Oroguaçu (en el sur del río San Andrés).

Litología

Bosso (1994) la describe como integrada por areniscas váquicas finas, muy micáceas, limolitas arcillosas también muy micáceas y por arcilitas gris negras. Presenta estratificación muy fina a mediana, tabular y lenticular de pequeña escala, con laminación poco definida de tipo planar, ondulosa y lenticular. Se caracteriza por un color gris verdoso oscuro en corte fresco y amarillo ocre o verdoso oliva en superficie meteorizada. En las limolitas es frecuente encontrar concreciones elipsoidales con diámetros entre 1 y 20 cm. En la sección superior existen intercalaciones de grauvacas y areniscas cuarcíticas de grano fino de hasta 2 m de potencia (Amengual y Zanettini, 1973).

Esta Formación presenta horizontes o mantos ferríferos que han sido explotados en las sierras de Puesto Viejo, Zapla y del Gallo, al sur del área de estudio. No se han encontrado menciones de estos bancos en la Hoja.

Amengual y Zanettini (1973) miden un espesor mayor a 2000 m para el área de Caspalá y Cianzo. Vistalli (1989) indica espesores, al norte de la Hoja (río Pescado), de 885 m, mientras que en el sur (sierra de Zenta) la potencia es de 685 metros.

Ambiente

Bosso (1994) sugiere un paleoambiente de depositación de plataforma marina. En esta plataforma se pueden diferenciar subambientes de foreshore, lagoon, shore face y plataforma externa.

Para Starck (1996), los depósitos de esta unidad representan las facies de plataforma distal de la supersecuencia Cinco Picachos.

Relaciones estratigráficas

La Formación Lipeón se encuentra en discordancia sobre la secuencia ordovícica, producto de la Orogenia Oclóyica. En el techo pasa concordantemente a la Formación Baritú.

Edad

En las limolitas arcillosas se encuentran concreciones que portan trilobites, braquiópodos, bivalvos, conuláridos, nautiloideos y corales (Andreis et al., 1982). De acuerdo al contenido fosilífero, Monteros et al. (1993) les asignan una edad Hirnantiano muy tardío - Llandoveriano temprano. Baldis et al. (1976) la prolongarían al Devónico inferior, criterio sustentado también por Bosso (1994).

2.2.4. DEVÓNICO

Formación Baritú (8)

Areniscas y areniscas conglomerádicas, lutitas micáceas, limolitas y arcilitas

Antecedentes

Schlagintweit (1938) denominó a esta unidad Arenisca Baritú, a la que Russo (1954) separó en Arenisca Baritú; Conglomerado Porongal, Arenisca Pescado y Lutitas Las Piedras. Serraiotto (1977) y Giúdice (1973) consideran a algunas de estas unidades con el rango de Formación. Anteriormente, Padula et al. (1967) consideran a la Formación Baritú como Baritú + Porongal + Pescado + Cerro Piedras. Este último criterio es el que se aplica en este trabajo, tanto para la descripción de la unidad como para su mapeo, agrupando así a las unidades devónicas.

Distribución areal

Como se explicó en la descripción de la Formación Lipeón, las unidades silúricas y devónicas se mapearon en una misma unidad. Se encuentran aflorando solo en las Sierras Subandinas formando parte de grandes pliegues (Horconal, Valle Grande y pliegue de propagación de falla de la falla Divisadero-Oroguaçu)

Litología

En este punto se consideran las características litológicas de todas las unidades asociadas a la For-

mación Baritú (Baritú + Porongal + Pescado + Cerro Piedras).

La Formación Baritú sensu stricto está compuesta por grauvacas de grano fino, verdosas, y areniscas cuarcíticas, que se intercalan con lutitas micáceas. Las tonalidades comunes son gris verdoso y gris blanquecino. Las estructuras sedimentarias más comunes son laminación entrecruzada en artesa bien desarrollada, que luego pasan a bancos de areniscas más finas con estructuras de ondulitas de corriente.

La Formación Porongal, según Serraiotto (1977), es una asociación de areniscas cuarzosas finas a medianas, conglomerádicas y niveles preferentemente lenticulares de conglomerados oligomícticos finos gris verdoso amarillento, con moderada matriz limoarenosa y cemento silíceo escaso o ausente. Los clastos son exclusivamente de cuarzo. Los bancos presentan estratificación mediana a gruesa.

Las Areniscas Pescado están constituidas por grauvacas finas, gris verdoso oscuro y areniscas gris blanquecino y amarillento. Presenta intercalaciones de lutitas grises, generalmente carbonosas.

Para Mingramm y Russo (1972) las Lutitas Cerro Piedras comienzan con un conglomerado polimíctico. Continúan con lutitas negras y verdes oscuras que dominan sobre areniscas finas cuarcíticas.

Ambiente

Stark (1996), para el tramo medio de la supersecuencia Cinco Picachos (Baritú + Porongal), indica condiciones de depositación continentales y costeras. Para la Formación Baritú, en el perfil del Abra de Zenta, analiza los ciclotemas fluviales mencionando la disminución hacia arriba (en cada ciclo) de la energía, mostrada por las estructuras sedimentarias y la presencia de briznas y bioturbaciones en algunas de las secciones pelíticas. Por esto concluye que las facies finas fueron depositadas en ambientes de planicie de inundación. Además explica la superposición de facies finas sobre las arenosas como abandono del canal y su posterior colmatación por facies de desbordamiento. El ambiente depositacional lo vincula a ríos de alta sinuosidad. En cambio, para la Formación Porongal analiza que las corrientes uni y bi direccionales y de acción de oleaje presentes en esta, podrían estar indicando un ambiente de fandelta, de bajas pendientes, y cuyo aporte clástico sería redistribuido por mareas, olas y corrientes costaneras.

En la supersecuencia Las Pavas, constituida por las Lutitas Cerro Piedras y las Areniscas Pescado, el

mismo autor reconoce facies de origen continental y costero, identificando la presencia de pantanos costeros.

Paleontología y edad

En la descripción de las Sierras Subandinas, Mingramm y Russo (1972) citan el hallazgo de *Australospirifer antarcticus* y *Australocoelia tourtelloti*. Según Vistalli (1989), la Formación Baritú, en el perfil del río Iruya (Salas, 1977) contiene una asociación palinológica asignable al Devónico inferior, mientras que Fernández Garrasino y Cerdán (1981) le asignan una edad silúrica.

Russo (1948) atribuye las Lutitas del Cerro Piedras al Emsiano, de acuerdo a los hallazgos de *Spirifer antarcticus*, *Australocoelia tourtellotti*, *Leptocoelia flavelites*, *Schuchertella agasizi*, *Chonetes falklandicus* y *Orbiculoidea sp.*

Según Vistalli (1989), en la Formación Pescado se han citado *Schellwienella inca*, *Australospirifer kaiserianus*, *Mesoconularia aff. Ulrichana* (Feruglio, 1931; Malanca, en Serraiotto, 1977) también *Pleurodyctium sp.*, *Conularia sp.*, *Tentaculites sp.* y *Crinoidea* (Clavijo, 1948) *Australospirifer antarcticus*, *Proboscidina arcei*, *Australocoelia tourtelotti* y *Notiochonetes falklandicus* (Antelo, 1983).

2.2.5. CARBONÍFERO

En el área de interés, el Carbonífero está representado por el extremo austral de la cuenca de Tarija. Esta cuenca tiene su mayor desarrollo en Bolivia donde se definieron los grupos que luego se extendieron a nuestro país. Los Grupos Macharetí y Mandiyutí forman parte del ciclo gondwánico que está limitado por importantes discordancias, y a su vez se encuentra subdividido por discordancias menores.

En la presente Hoja se han mapeado los dos Grupos mencionados conjuntamente.

Grupo Macharetí (9)

Conglomerados, areniscas, areniscas conglomerádicas, pelitas y diamictitas

Antecedentes

El Grupo fue definido por Mather (1922) en la cuenca de Tarija (Bolivia - Argentina). Está com-

puesto por seis formaciones en territorio boliviano, pero en Argentina se reconocen solo tres: las formaciones Tupambi, Itacuami y Tarija.

Distribución

En esta Hoja, como ya se explicara, se mapearon las unidades carboníferas en una sola. Se encuentran en el ámbito de las Sierras Subandinas (o zona de Transición), rodeando los afloramientos cretácicos en el pliegue del Horconal. Además, afloran en el cerro Piedras y en el área de Pluma Verde, en la misma provincia geológica.

Litología

La Formación Tupambí (Zunino, 1945) está constituida por areniscas de grano fino gris amarillento, interestratificadas con conglomerados gris claro. Son rocas de aspecto sacaroide con fuerte variaciones de espesor. La Formación Tarija presenta un paquete diamictítico integrado por lutitas y tilitas de colores oscuros y rojizos, con intercalaciones de conglomerados y areniscas de color gris claro. La Formación Itacuami está conformada por pelitas oscuras laminadas y dropstones en la base.

El Grupo tiene un espesor de 600 m en el área de Cianzo y Caspalá (Amengual y Zanettini, 1973). En el perfil de Pluma Verde la Formación Tupambi alcanza 320m de espesor; en Caspalá 45m; en el Abra de Zenta sólo 10m; y en el cerro Piedras 140 m (Starck et al., 1992a). La Formación Tarija, en Pluma Verde, mide aproximadamente 350 metros (Starck et al., 1992b).

Ambiente

La depositación del Grupo se vincula con la caída global del nivel del mar en el Namuriano (Veevers y Powell, 1987; Ross y Ross, 1988), luego de las fases diastróficas Cháñica y Malimán. La fase Cháñica provoca un cambio del ambiente de depositación. A partir de esta, finaliza el ambiente marino característico de la cuenca silurodevónica, y comienza el predominio del ambiente continental. Esto está acompañado, además, por un descenso de la tasa de subsidencia.

La Formación Tarija, según Frakes y Crowell (1969), López Gamundi (1968) y Salfity et al. (1986), se originó por depósitos de flujos gravitacionales con participación de material glaciario.

La Formación Tupambi correspondería a barras de desembocadura de sistemas deltaicos, en algunos casos con influencias glaciales (Starck, et al. 1992b).

Relaciones estratigráficas

El contacto de esta unidad con los materiales devónicos es una discordancia erosiva que corta diferentes niveles, producto de un mayor grado de erosión hacia el suroeste de la cuenca, provocando regionalmente una discordancia de angularidad muy suave. A este hecho se le suma localmente un plegamiento precarbonífero, y la presencia de paleovalles (Foto 4) profundizados en las unidades devónicas y colmatados por las sedimentitas de la Formación Tupambi (Starck et al., 1992 a).

La separación entre las formaciones Tupambi y Tarija en los perfiles del cerro Piedras y de Pluma Verde (Starck et al., 1992 b) está indicada por una superficie de pavimento estriado.

Paleontología y edad

La depositación del grupo comienza luego del hiatus registrado entre el Devónico más alto y el Carbonífero inferior y medio, producto de las fases Cháñica y Malimán, y de la caída global del nivel del mar. La discordancia que lo separa del grupo Mandiyutí estaría causada por otra importante caída eustática ocurrida en el Carbonífero superior (Starck et al., 1992 a).

En la cuenca de Tarija las formaciones Tupambí e Itacuami presentan la asociación de *Raistrickia rotunda*, *R. densa*, *Cristatisporites rollerii*, *C. mendezii*, *Densosporites stellatus*, *Anapiculatisporites sp. cf. A. argentinensis*, *Cystoptychus sp. cf. C. velatus*, *Schopfipollenites ellipsoides var. corporeus*, *Caheniasaccites flavatus*, *Picatipollenites malabarensis* y *Poloniesporites novicus*, la cual está asignada al Carbonífero tardío temprano (Azcu y Laffitte, 1980). La asociación polínica de la Formación Tarija contiene los géneros *Cristatisporites*, *Verrucosisporites*, *Vallatisporites* y *Kraeuselisporites*, con especies semejantes a las de la asociación anterior.

El análisis palinológico realizado por Arrondo (1990) permite asignar a las rocas de este Grupo al Westfaliano y más reciente. Esto coincidiría con edades de otras unidades glaciógenas de otras cuencas gondwánicas.



Foto 4: Vista del Cerro Piedras donde se observan areniscas de la Formación Tupambí apoyadas sobre secuencias devónicas. La discordancia es erosiva y corresponde a un fuerte paleorelieve.

Grupo Mandiyutí (9)

Conglomerados, areniscas, areniscas conglomeradas, pelitas y diamictitas

Antecedentes

Este Grupo fue definido por Zunino (1945) y lo componen las Formaciones Las Peñas y San Telmo. Originalmente, Las Peñas se denominó «Areniscas Macizas de las Peñas» (ver en Starck *et al.*, 1992b).

Distribución areal

Como se aclarara en la descripción del Grupo Macharetí, las unidades carboníferas no se separaron en el mapeo, y se encuentran aflorando por debajo de las sedimentitas cretácicas en el pliegue del Horconal.

Litología

La Formación Las Peñas presenta espesores muy variables de depósitos esencialmente arenosos con ciclos granocrecientes y granodecrecientes.

Regionalmente presenta coloración blanquecino-amarillenta, aunque en Cordillera Oriental dominan los tintes más rojizos.

La Formación San Telmo está compuesta por una alternancia de areniscas muy finas, pelitas y diamictitas de tonalidades rojizas. Las areniscas muestran estructuras de ondulitas de corriente tipo “climbing ripples”. Las diamictitas están intercaladas con areniscas medianas entrecruzadas. Algunos de los clastos dispersos en el tope de la formación están estriados.

Amengual y Zanetini (1973) citan un espesor de 300m para todo el Grupo en Caspalá y Cianzo. Starck *et al.* (1992b) midieron, en el perfil Pluma Verde, 70m para la Formación Las Peñas y consideran que al espesor de la Formación San Telmo se mantiene entre los 250 y 300 m en las Sierras Subandinas.

Ambiente

Esta unidad rellena paleovalles labrados sobre el Grupo Macharetí. Los depósitos de la Formación Las Peñas fueron originados en un medio fluvial, correspondiendo a barras de desembocadura y ciclos flu-

viales granodecrecientes. La Formación San Telmo presenta mayor variedad litológica y ambiental. Las diamictitas son de origen glacial, las areniscas con «climbing ripples» representan depósitos lacustres, y las intercalaciones de areniscas en las diamictitas corresponden a facies fluviales y probablemente a playas de cuerpos lacustres no muy profundos (Starck et al., 1992b). Según estos mismos autores, los Grupos Macharetí y Mandiyutí serían un registro de una glaciación importante de tipo casquete continental.

Relaciones estratigráficas

Las rocas de este Grupo se depositan sobre las del Grupo Macharetí mediante una fuerte discordancia erosiva, producto de la caída eustática del mar en el Carbonífero superior. Las irregularidades del contacto están representadas también por paleovalles registrados en perfiles sísmicos en el Chaco salteño (Cerdán, 1979).

En su techo presenta una relación de discordancia con diferentes unidades del Grupo Salta, y en sectores, un contacto tectónico con depósitos cámbricos y neógenos.

Paleontología y edad

El grupo se depositó a partir de la caída eustática del mar en el Carbonífero superior, que determina la discordancia con el Grupo Macharetí, hasta el Pérmico inferior.

En la cuenca de Tarija, este grupo presenta evidencias palinológicas pertenecientes a la transición entre las formaciones Las Peñas y San Telmo. Entre las especies reconocidas se encuentran *Reticulatisporites passaspectus*, *R. reticulatus*, *Granulatisporites varigranifer*, *G. micronodosus*, *Cristatisporites scabiosus*, *Cyclogranisporites microgranulatus*, *Laevigatosporites congoensis*, *P. triangulatus*, *P. neglectus*, *Plicatipollenites trigonalis*, *Divarisaccus stringoplicatus*, *Crucissaccites monoletus*, *Marsupipollenites triradiatus*, *Cycadopites sp.*, indicadoras de una edad carbonífera tardía hasta pérmica temprana (Azcu y Laffitte, 1981).

Formación Río Piedras (10)

Filón capa alnoítico ultrabásico

Antecedentes y distribución areal

Turner y Méndez (1975) denominan Formación Río Piedras a las rocas ultrabásicas que se encuen-

tran en las nacientes del río Piedras, en el límite noroeste de la Hoja. Los afloramientos son intermitentes a lo largo de 10 km, con un ancho variable entre 20 y 80 metros. Otros estudios fueron realizados por Méndez y Villar (1975, 1977) y Villar et al. (1981, 1985 y 1997).

Litología

Las rocas ultrabásicas conforman filones capa de espesores entre 8 y 12 m. Poseen color negro verdoso, son compactas y densas, de aspecto moteado. El tamaño de grano fluctúa entre micropegmatóide y mediano, con variaciones finas. La textura en general es subhipidiomorfa granular o granosa subhedral.

La composición varía de aillikítica a alnoítica. Los minerales son: flogopita, olivina, titanomagnetita, perowskita, diópsido, granate y otros, con opacos como óxidos y sulfuros (pirrotina, pentlandita, calcopirita, etc.) (Villar et al. 1985).

Estas rocas están muy enriquecidas en tierras raras. Según Villar et al. (1997), se formaron por un bajo grado de fusión parcial, a partir de un manto empobrecido en lherzolita granatífera. La composición química del magma fue variable, lo que motivó zonaciones de las distintas especies minerales.

Estructura

La intrusión tiene un buzamiento entre subhorizontal y vertical, concordante con las estructuras regionales. El rumbo aproximado es noroeste.

Relaciones estratigráficas

La Formación Río Piedras intruye a las sedimentitas de la Formación Lipeón.

Edad

La edad K-Ar aportada en Méndez y Villar (1977) es de 303±10 Ma, y corresponde tectónicamente a la Fase Cháñica. Las dudas se plantean a partir de que en la región de la Hoja La Quiaca al norte de esta región, rocas similares están atribuidas al Mesozoico, más precisamente al Triásico y Cretácico (Rubiolo et al., 1998).

Villar (en comunicación verbal) considera a la edad carbonífera probablemente correcta, al considerar ejemplos mundiales (sudafricanos sobre todo).

2.3. MESOZOICO

2.3.1. JURÁSICO - CRETÁCICO

Formación Fundición (11)

Sienitas alcalifeldespáticas

Antecedentes

Se cita este granitoide en Brackebush (1883), Hausen (1925), Spencer (1950); Groeber (1952) y Turner (1970). Un estudio detallado de esta unidad es realizado por Lanfranco (1972) y Brodtkorb et al. (1978). La denominación como Formación Fundición pertenece a Amengual y Zanettini (1974).

Distribución areal

La Formación Fundición se emplaza en el cerro del mismo nombre, al sur de la quebrada del río Yacoraite y al oeste de la localidad de Huacalera.

Constituye un stock de aproximadamente nueve kilómetros de largo por cuatro kilómetros de ancho.

Diques y filones capa, que probablemente correspondan al mismo episodio magmático, fueron reconocidos por Gorustovich *et al.* (1996) en las cercanías de la escuela Volcán Yacoraite (en la quebrada homónima) y en el Abra de Fundición.

Litología

Se trata de una sienita alcalifeldespática, cuarzosa, hornblendífera, de color rosado con tonalidad amarronada, de textura muy gruesa, formada por megacristales feldespáticos, color gris rosado a gris verdoso, zonados, de 1 a 3 cm de largo.

En ocasiones presenta cavidades miarolíticas de pequeño tamaño. Los megacristales feldespáticos por lo general no están orientados. La matriz está formada por feldespato, máficos subidiomorfos a xenomórficos y muy escaso cuarzo xenomórfico. Presenta enclaves muy abundantes de dos tipos: básicos microgranudos redondeados, de origen magmático y xenolitos metamórficos, probablemente de la Formación Puncoviscana, angulosos, de hasta 15 cm de longitud.

Relaciones estratigráficas

El stock intruye a rocas del Grupo Mesón y de la Formación Puncoviscana.

Edad

El intrusivo de Fundición fue asignado al Precámbrico por Amengual y Zanettini (1974).

Gorustovich et al. (1996) consideran que el stock, los diques y los filones capa asociados son postordovícicos, y probablemente correspondan a un mismo episodio magmático. Según Zappettini et al. (1998), la facies sienítica del stock de Fundición fue datada por el método K/Ar, arrojando una edad de 194±15 M. a., por lo que es asignado al Jurásico.

Formación Tusaquillas (12)

Monzogranitos, pórfiros graníticos, granitos muscovíticos.

Antecedentes

Fue designada como Formación por Méndez (1974), aunque ya Kittl y Kittl (1965) habían descrito petrográficamente las rocas de esta unidad al estudiar las mineralizaciones en Tusaquillas y Liquinaste, sin denominarlas.

Distribución areal

Las rocas que integran esta unidad conforman un batolito que se halla en la sierra de Tusaquillas o de Alfar, al oeste de la laguna de Guayatayoc, en el borde oeste de la Hoja, trascendiendo los límites de la misma. La superficie aproximada calculada por Zappettini (1989) es de 200 km².

Litología

El cuerpo intrusivo está constituido por dos fases ácidas principales, a las que sucede un importante cortejo filoniano (Zappettini, 1989).

La primera fase corresponde a un granito de dos micas leucocrático, representado por una roca de color claro con tonalidades castañas debido a la tinción de óxidos de hierro. Está compuesta por ortosa, oligoclasa, cuarzo, muscovita, biotita y andalusita. Como accesorio se encuentra zircón (incluido en la plagioclasa y apatita).

La segunda fase está integrada por un monzogranito biotítico con tendencia porfirica, con el que se vincula un núcleo de pórfiro granítico y diques micrograníticos. El monzogranito biotítico presenta una variedad granosa normal, una porfirica y otra alcalifeldespática.

Intruido en el batolito, al noroeste de Rinconadilla se encuentra un stock granítico muscovítico que correspondería a otro pulso con representación muy local.

El cortejo filoniano comprende lamprófiros, tefritas, sienitas, bostonitas, sienitas foídicas, riolitas alcalinas, aplitas graníticas y pegmatíticas (Zapettini, 1989).

Relaciones estratigráficas

El batolito intruye a rocas ordovícicas del Grupo Santa Victoria, y está en contacto con los depósitos cuaternarios que rodean la sierra.

Edad

Fue asignado al Silúrico por Méndez (1974) y Turner y Méndez (1979), mientras que Méndez et al. (1979) le otorgan una edad cretácica inferior. Posteriormente, Zapettini (1989), mediante dataciones radimétricas, obtuvo edades de 190 Ma para el primer pulso y de 110 Ma para el último pulso, valores que corresponden al Jurásico inferior - Cretácico inferior.

Formaciones Aguilar y Abra Laite (13)

Granodioritas, monzonitas, dioritas, tonalitas, aplitas, pegmatitas, lamprófiros.

Antecedentes

El granito de Aguilar fue citado por numerosos autores, entre los que se encuentran Brackebush (1883), Hausen (1925), Spencer (1950), Angelelli (1950), Groeber (1952) y Turner (1970). Algunos de los primeros estudios detallados son los de Lanfranco (1972) y Brodtkorb et al. (1978). El granito de Abra Laite, además de nombrarse en algunos de los anteriormente enumerados, se cita en Sgrosso (1943), Reverberi (1968), Méndez (1974) y Méndez et al. (1979).

Turner y Salfity (1977) les asignaron a ambos la categoría de Formación.

Distribución areal

Ambos cuerpos afloran en la sierra de Aguilar. El granito del mismo nombre está ubicado en la ladera oriental, limitado al este por la falla de Aguilar Este; y el granito de Abra Laite, en la ladera occidental, limitada por la falla de Aguilar oeste o falla de Guayatayoc.

A los fines de este trabajo, las dos formaciones se mapearon bajo una misma unidad.

Litología

El stock granítico de Aguilar presenta diferentes facies: granodiorita hornblendo - biotítica; granito rapa kivi - granitos porfíricos - microgranitos; monzonitas, dioritas y tonalitas; granito alcalino; aplitas; pegmatitas; lamprófiros. La granodiorita hornblendo - biotítica es la más extensa y presenta una amplia variedad petrográfica, es intruida por la facies de granito biotítico. La facies de granito rapakivi - granitos porfíricos - microgranitos se encuentra alterada, y constituye el límite oriental del intrusivo. Las monzonitas, dioritas y tonalitas conforman cuerpos irregulares, intruidos por la granodiorita y los granitos. En el sector sudeste se encuentra el granito alcalino, el cual es una variedad del granito biotítico. Las facies de aplitas y lamprófiros constituyen diques, mientras que las pegmatitas son muy escasas.

El granito de Abra Laite, según Zapettini (1989), muestra correspondencia con la Formación Tusaquillas. Presenta diferentes facies: leucogranito de dos micas, monzogranito biotítico (que constituye la masa principal del stock); microgranito (en diques menores de estructura granosa fina); lamprófiros (diques de color gris castaño oscuro), a los que se agrega la presencia de una facies de sienogranito fayalítico (roca de textura porfírica de color rosado verdoso). El leucogranito de dos micas está compuesto por abundante cuarzo, ortosa pertítica, albita, andalucita, muscovita y biotita.

Relaciones estratigráficas

Los cuerpos graníticos de Aguilar y Abra Laite intruyen a las sedimentitas ordovícicas del Grupo Santa Victoria.

Edad

Las determinaciones radimétricas obtenidas para el granito de Aguilar, por el método Rb - Sr, permiten asignarle una edad promedio de 118 + 15 Ma (Cretácico superior) (Linares y Latorre, 1975). Según Zapettini (1989), se podrían identificar cuatro pulsos del evento magmático (a comienzos del Jurásico, en el Jurásico superior, comienzos del Cretácico inferior y al final del Cretácico inferior). Estas observaciones las realizó a partir del análisis de los datos geocronológicos de trabajos anteriores.

Dataciones publicadas para el granito de Abra Laite por Méndez et al. (1979), de 220 + 10 y 80 + 5 Ma, permiten afirmar la pertenencia al ciclo

magmático ya nombrado, que comienza en el Jurásico y finaliza a principios del Cretácico superior.

2.4. MESOZOICO-CENOZOICO

2.4.1. CRETÁCICO - PALEÓGENO

GRUPO SALTA

Antecedentes

Brackebush (1883) denominó a esta conspicua sucesión sedimentaria Formación Petrolífera y en 1891, Sistema de Salta. Bonarelli (1913) la divide en Areniscas inferiores, Horizonte Calcáreo Dolomítico y Margas Multicolores. Esta nomenclatura fue modificada posteriormente por Hagermann (1933) y Schlagintweit (1941).

La nomenclatura utilizada en este trabajo para toda la unidad es la propuesta por Turner (1959) que la renombra como Grupo Salta. Este Grupo está compuesto por tres Subgrupos, Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara. La denominación del Subgrupo Pirgua se debe a Reyes y Salfity (1973) que elevaron el rango de la Formación Pirgua de Vilela (1951). Está integrado por las formaciones La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos. Moreno (1970) define al Subgrupo Balbuena que reúne a las formaciones Lecho, Yacoraite y Olmedo, y lleva al rango de Subgrupo a la Formación Santa Bárbara que contiene a las formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera. La representación de estas unidades en el mapa se realizó a nivel de Subgrupo.

Distribución areal

El Grupo Salta presenta similar distribución en la Cordillera Oriental y en las Sierras Subandinas. Ocupa los sectores donde se desarrolló el rift cretácico, encontrándose en la cuenca de Tres Cruces, en la quebrada de Humahuaca y en las Sierras Subandinas.

En la cuenca de Tres Cruces, al este de la sierra de Aguilar, constituye el Espinazo del Diablo (Foto 5), el cordón norte - sur que se halla paralelo a la ruta de acceso a la mina Aguilar (desde Tres Cruces), el cerro Huaira Huasi y el Filo de la Vieja (o cerro Colorado), fajas meridionales (algunas de ellas plegadas) que se encuentran entre Vizcarra y Coraya desde el norte de la Hoja hasta el norte de la sierra Alta. Hacia el sur, se levanta un cordón que divide las aguas entre la Puna y la quebrada, cuyo flanco oeste está constituido en su mayoría por depósitos del Grupo Salta (espe-

cialmente por los del Subgrupo Pirgua). Finalmente, en la misma franja meridional aflora en las elevaciones que se hallan al norte del pueblo de San José de Chañi.

En la quebrada de Humahuaca, centro de la Hoja, forma una faja meridiana al oeste de aquella que se halla afectada por varios corrimientos que repiten las formaciones constituyentes, las que son cabalgadas a su vez por afloramientos precámbricos en su mayoría y escasos cámbricos. En la margen este aflora en la sierra de Tilcara.

En la cuenca de Cianzo, al este, aflora en los alrededores del río Varas y del arroyo de Zenta, y forma el anticlinal del Horconal. Más al sur se encuentran sus depósitos sobre rocas ordovícicas, y en una faja que constituye la cuchilla Piedra Parada y los alrededores de Corral de Piedra.

En el este, el Grupo Salta rodea al pliegue de Valle Grande y limita los depósitos terciarios subandinos a modo de franja norte - sur.

Litología

Está integrado por un espeso paquete sedimentario que incluye conglomerados y areniscas masivas rojizas, areniscas blanquecinas deleznales, calizas amarillentas a grises y fangolitas, margas y arcilitas rojizas con intercalaciones pelíticas amarillo - verdosas.

Ambiente

El relleno de la cuenca del Grupo Salta ha resultado de una sucesión de diferentes medios sedimentarios que colmataron fosas en rift. Los depósitos clásticos rojos se acumularon en medio continental fluvial, incluidos eventos eólicos, mientras que los depósitos vinculados con una cuenca intracratónica de aguas someras son reconocidos como fluvio lacustres de sedimentación arenosa (Reyes y Salfity, 1973).

Subgrupo Pirgua (14)

Areniscas rojizas, limoarcilitas y conglomerados. Filones capa, diques y coladas de composición basáltica

Antecedentes

Corresponde a las Areniscas inferiores de Bonarelli (1913), denominadas luego por Vilela (1951) como Estratos de Pirgua y Formación Pirgua. Reyes y Salfity (1973) proponen el cambio de categoría a la de Subgrupo,

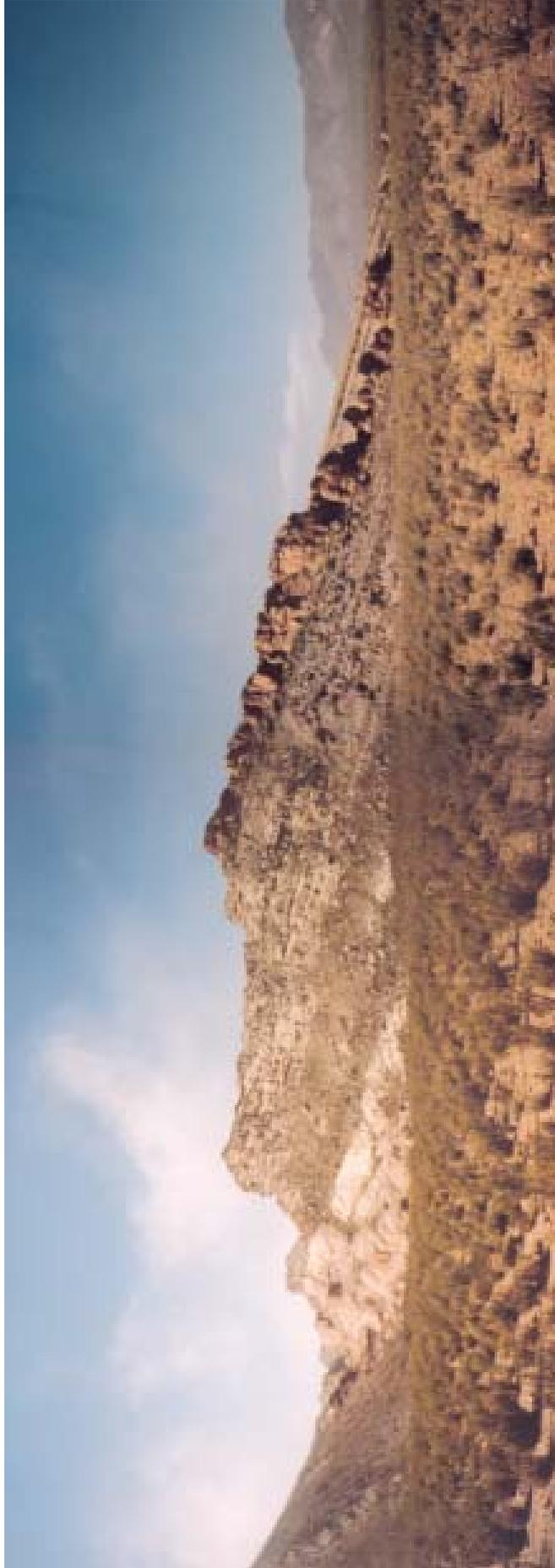


Foto 5: Vista panorámica del Espinazo del Diablo, al este de Aguilar, donde se observa afloramientos de los depósitos de rift cretácico que constituyen gran parte del Grupo Salta.

identificando tres unidades formacionales denominadas La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos, reconocidas anteriormente (Reyes, 1970) como miembros litológicos distintos. En este trabajo se describen y mapean a nivel Subgrupo.

Litología

Está integrado por un espeso depósito clástico, de origen continental, asociado a eventos tectónicos distensivos. En su constitución intervienen conglomerados polimícticos rojizos con clastos muy angulosos de cuarzo y sedimentitas paleozoicas reunidos en la Formación La Yesera. Continúa con areniscas rojas de matriz cuarzosa y cemento calcáreo con impregnaciones ferruginosas de la Formación Las Curtiembres. La estratificación es masiva y es poco frecuente el entrecruzamiento de tipo torrencial. Esta unidad presenta intercalaciones de arcilitas, delgados mantos de conglomerados y, en la parte superior, basaltos. Los filones capa, diques y coladas de composición basáltica se encuentran en las cabeceras del río Herrero y en el arroyo Los Perros. En esta última localidad Bianucci (1975) describe dos diques. El primero es un cuerpo ígneo intrusivo (filón capa) constituido por una roca gris azulada, cristalina, muy fina, abundantes amígdalas y roca de caja con efectos de cocción. El otro cuerpo ígneo intrusivo está constituido por una roca negro verdosa, cristalina, muy fina y masiva. La secuencia culmina con las areniscas de grano mediano a grueso con intercalaciones de areniscas finas y lentes de conglomerados de colores rosados a blanquecinos de la Formación Los Blanquitos.

El espesor de esta unidad es variable:

Zanettini (1973), en la sierra de Tres Cruces (al norte de la Hoja), lo estima en 1200 m. Méndez (1973), en los alrededores de Aguilar, mide 400 metros. Turner y Salfity (1977), en el perfil de Humahuaca a Abra Laite miden 250 m de espesor para la Formación Los Blanquitos. Para la cuenca de Tres Cruces, Boll y Hernández (1985) expresan que el espesor es muy variable, con un promedio de 450 metros. Esta variación de espesores responde a la existencia de fuertes desniveles presentes en el inicio de la sedimentación, que son paulatinamente suavizados hacia el techo (Cazau, 1977).

Ambiente

La sucesión corresponde a sedimentos de abanicos aluviales y de sistemas fluviales, localmente con tramos de sedimentación eólica, que rellenan

hemigrábenes generados en los primeros estadios del rift intracratónico cretácico.

El carácter sintectónico, en una etapa distensiva, de esta unidad hace que se encuentren filones capa, diques y coladas de composición basáltica y que el espesor de la serie sedimentaria sea variable, pasando en poco espacio desde algunos centenares de metros en las zonas de mayor subsidencia, a la ausencia total de sedimentos en los altos basamentales.

Regionalmente se distinguen dos unidades tectosedimentarias. Una típica de relleno de fosas, constituida por La Yesera, Las Curtiembres y la parte inferior de Los Blanquitos. La otra representa un episodio de nivelación de los depocentros, constituyente de la parte superior de la Formación Los Blanquitos.

Relaciones estratigráficas

Las rocas de esta unidad yacen en neta discordancia sobre rocas más antiguas, proterozoicas o paleozoicas, como consecuencia del diastrofismo ocurrido en el Cretácico. El contacto con el Subgrupo Balbuena está dado por una suave reactivación sedimentaria, asociada a facies con participación carbonática.

Paleontología y edad

La edad del Subgrupo Pírgua se basa en el hallazgo de dinosaurios campanianos en el techo de la Formación Los Blanquitos y en las dataciones radimétricas de los basaltos (Valencio, *et al.*, 1976) intercalados en las formaciones La Yesera (114+5 y 96+5Ma) y Las Curtiembres (78+5 y 77+5Ma). Rubiolo (1998) señala una edad de 98+4Ma en la sierra de Santa Victoria. También fueron hallados restos del anuro *Saltenia ibañezi* (Ibáñez, 1960) y de dinosaurios (Danieli y Porto, 1968).

El Subgrupo abarcaría desde el Cretácico inferior hasta el límite Santoniano – Campaniano.

Subgrupo Balbuena (15)

Areniscas calcáreas, calizas oolíticas y estromatolíticas, evaporitas, margas y pelitas

Antecedentes

Esta unidad corresponde al Horizonte Calcáreo Dolomítico de Bonarelli (1913). Moreno (1970) define la Formación Olmedo y la integra con las formaciones Lecho y Yacoraite, a la secuencia que denomina Subgrupo Balbuena.

Litología

El Subgrupo Balbuena está conformado por una secuencia inferior clástica de tonalidades claras (Formación Lecho), que hacia el techo pasa a secuencias carbonáticas pelíticas (Formación Yacoraite).

Ambiente

Constituye, con el Subgrupo Santa Bárbara, el período de post rift, en una etapa gobernada por la subsidencia térmica cuyo registro sedimentario es expansivo respecto a los depósitos del Subgrupo Pirgua.

La depositación está vinculada con los cambios globales asociados al diastrofismo Ranquel. La inundación epirogénica que constituye el Subgrupo Balbuena habría ocurrido en un momento de tranquilidad tectónica.

Relaciones estratigráficas

Se apoya concordantemente sobre el Subgrupo Pirgua, o directamente en discordancia angular sobre el substrato paleozoico y/o proterozoico. La suprayace el Subgrupo Santa Bárbara en contacto transicional.

Edad

La edad de inicio del Subgrupo Balbuena oscila entre el Campaniano tardío y el Maastrichtiano temprano, es decir contemporánea con el comienzo de las generalizadas ingresiones senoniano - paleocenas en el cono austral sudamericano (Riccardi, 1988; Salfity y Zambrano, 1990). El ciclo culminó durante el Paleoceno.

Formación Lecho

Antecedentes

Esta formación corresponde a las Areniscas Calcáreas de Schlagintweit (1941) y a la unidad Xi de Hagermann (1933). Luego Turner (1964) en la serranía de los Siete Hermanos, la denominó Formación Lecho.

Litología

La unidad está ordenada, en general, en secuencias estrato y granodecrecientes representativas de un siste-

ma fluvial de tipo *braided*. Está integrada por areniscas medianamente seleccionadas, de grano medio a grueso, color amarillo pálido a blanquecino rosado. La mayoría de los clastos son de cuarzo y el cemento es calcáreo. En algunas comarcas esta sucesión comienza con un conglomerado de base de escasa potencia y hacia el techo se hallan lentes y camadas conglomerádicas con geometría de paleocanales, intercaladas con lutitas verdes. Se presenta como un conjunto compacto con estratificación poco marcada en bancos gruesos y con frecuente laminación entrecruzada.

Ambiente

Presenta características de un ambiente de transición entre los depósitos continentales rojos del Subgrupo Pirgua y los materiales calcáreos de la Formación Yacoraite, según Salfity (1980). Corresponde a llanuras fluviales costaneras con esporádicas y localizadas intercalaciones de ambientes lacustres o palustres.

Además de los sistemas fluviales *braided*, se han reconocido medios eólicos y de interdunas.

Relaciones estratigráficas

Se dispone en forma concordante o pseudoconcordante sobre diversos niveles del Subgrupo Pirgua y cuando éste falta, sobreyace en forma discordante a unidades paleozoicas.

El contacto con la Formación Yacoraite es muy definido y está dado por la presencia del primer banco calcáreo de estratificación paralela de esa unidad.

Paleontología y edad

Contiene icnitas de dinosaurios y restos de aves, que no son diagnósticos, por lo que la edad se define en forma indirecta por el análisis de las unidades infra y suprayacentes, las Formaciones Los Blanquitos y Yacoraite. Por esto se asigna para la Formación Lecho una edad senoniana superior.

Formación Yacoraite

Antecedentes

Fue definida por Turner (1959). Corresponde al Horizonte Calcáreo Dolomítico de Bonarelli (1913) y a las Calizas de Vitiacua de Mather (1922). Es descrita por Feruglio (1931) en perfiles realizados en Purmamarca y en Tilcara, como Horizonte calcáreo

dolomítico. De Ferrariis (1940) también la describe con el mismo nombre en la quebrada de Purmamarca. Equivale a la unidad Xs de Hagermann (1933), al Horizonte Calcáreo propiamente dicho de Schlagintweit (1941) y a la Formación Yacoraite (Formación Yacoraite + Formación Lecho) de Groeber (1952).

Litología

Comprende una sucesión de carbonatos gris olivá claro en fractura fresca a gris amarillento en superficie meteorizada, como componente predominante y distintivo de la Formación; en menor proporción hay pelitas y vaques finas gris verdosas, negras y rojo violáceas y areniscas calcáreas gris amarillentas. La estratofábrica es tabular fina a gruesa. Los carbonatos se presentan como diferentes tipos de calizas, calizas estromatolíticas y dolomitas.

Básicamente presenta un tramo inferior carbonático y un tramo pelítico superior, más delgado.

Ramos et al. (1967) miden en Huichaira 70 m de esta unidad, en Pocoya 90 m, en Muñal 50 m y en Purmamarca 70 metros. Lencinas y Salfity (1973) consideran que los espesores de esta formación fluctúan

entre 20 y 280 metros, pero los más comunes varían entre 100 a 160 metros (Foto 6).

Ambiente

Representa un ambiente de sedimentación marina muy somero, probablemente micromareal, con permanentes fluctuaciones del nivel de agua.

En el estudio de la cuenca cretácica realizada por Gómez Omil et al. (1989) se describe un modelo depositacional de cuenca intracontinental muy extensa y panda, donde habría evolucionado un cuerpo de agua somero y de baja energía, con una profundidad generalmente inferior al nivel crítico de acción de ola, sujeto a periódicas variaciones de profundidad hasta la total o casi total desecación.

Relaciones estratigráficas

La base está representada por la aparición de los bancos calcáreos que continúan a las rocas de la Formación Lecho. Cuando esta última está ausente, se apoya en discordancia sobre el Subgrupo Pirgua.

En el techo se apoya concordantemente la Formación Olmedo, la cual en sectores mantiene una relación de reemplazo lateral.



Foto 6: Vista del cerro Yacoraite (conocido como “La pollera de la coya”). Los depósitos inferiores rojizos corresponden al Subgrupo Pirgua y en concordancia se observa la sucesión calcárea de tonos amarillentos de la Formación Yacoraite.

Paleontología y edad

La asociación de fósiles está integrada por restos de peces, pectínidos, ostreas y gastrópodos, entre los que se destaca *Gasteroclupea branisai* (Aceñolaza, 1968), además existen *Pucalithus*, que indican una edad campaniana - maastrichtiana. Salfity y Marquillas (1997) agregan, a la fauna anterior, carófitas y otras algas, restos de vegetales y palinomorfos. En otras áreas, fuera de la Hoja, se observaron huellas de dinosaurios y de aves.

Formación Olmedo

Antecedentes

Fue reconocida en subsuelo del departamento Orán por geólogos de YPF y descripta como Formación por Moreno (1970), quien la describió distinguiendo cuatro litofacies diferentes.

Litología

La forman un sistema clástico evaporítico constituido por una sucesión de arcilitas, limolitas y lutitas gris oscuras, areniscas grisáceas y en la parte alta, por típicas evaporitas como sal, yeso y anhidrita.

Mingramm y Russo (1972) la describe como lutitas grises con intercalaciones de areniscas que se relacionarían con la Formación Yacoraite, con la que se reemplazaría regionalmente.

Ambiente

Esta Formación es un depósito de lago hipersalino y de planicies fangosas (Gómez Omil et al., 1989). Su litología representaría dos etapas de expansión lacustre, separada por una fase de retracción.

Relaciones estratigráficas

Esta formación se apoya concordantemente sobre la Formación Yacoraite, manteniendo una relación de reemplazo de facies.

El pasaje de las arcilitas y limolitas gris oscuras a lutitas rojo violáceas indican la relación de techo con la Formación Mealla del Subgrupo Santa Bárbara.

Paleontología y edad

Contiene palinomorfos de ambiente lacustre a pantanoso que no permiten obtener una edad precisa. De

acuerdo a la relación de reemplazo lateral con la Formación Yacoraite, se le asigna una edad campaniana.

Subgrupo Santa Bárbara (16)

Areniscas margosas, limolitas, arcilitas y margas

Antecedentes

Inicialmente fueron denominadas como Margas Multicolores (Bonarelli, 1913; Schlagintweit, 1937), luego Hagermann (1933) las separó en tres unidades que llamó Wi, Ws y V. Schlagintweit (1941) mantuvo la división nombrándolas Margas Coloradas inferiores, Margas Verdes y Margas coloradas Superiores. Según Moreno (1970), los geólogos de YPF reemplazaron a estos por nombres geográficos, designándolas como Formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera, respectivamente. La identificación de toda la secuencia como Formación Santa Bárbara fue realizada por Vilela (1956), y finalmente Moreno (1970) la elevó al rango de Subgrupo Santa Bárbara.

Litología

Al Subgrupo Santa Bárbara lo integran depósitos fangosos, margosos y arenosos. Principalmente se encuentran pelitas y areniscas rojas de las formaciones Mealla y Lumbrera, y pelitas y areniscas verdosas correspondientes a la Formación Maíz Gordo.

Ambiente

Este Subgrupo representa un conjunto sedimentario originado en una cuenca centrípeta, con ambientes asociados a lagos someros con eventos de inundación y desecación reiterados, sistemas fluviales distales y hacia el tope, participación de ambiente loessoide.

Relaciones estratigráficas

El Subgrupo yace concordantemente sobre la Formación Olmedo, y en el caso que esta no se encuentra, sobre la Formación Yacoraite. En sectores se la observa en discordancia sobre rocas paleozoicas.

En discordancia erosiva, levemente angular, se depositan las diferentes unidades terciarias.

Edad

El Subgrupo se originó en el Paleoceno, debido a los restos de mamíferos de edades Riochiquense y

Casamayorenses hallados en la Formación Mealla (Pascual, 1984). La culminación, en el Eoceno, está dada por restos de mamíferos encontrados en la Formación Lumbreira.

Formación Mealla

Antecedentes

Moreno (1970) definió como Formación Mealla a las sedimentitas correspondientes a Wi de Hagerman (1933) y a las Margas Coloradas inferiores de Schlagintweit (1941).

Litología

Está integrada por margas arenosas, arcilitas calcáreas y areniscas arcillosas de color rojo parduzco, con abundantes intercalaciones y venillas de yeso. Todo el conjunto presenta estratificación bien marcada, en bancos de 2 a 10 cm. En los bordes de la cuenca se acentúa el carácter arenoso y está constituida casi exclusivamente por areniscas de grano medio a fino, de color rojo parduzco.

Turner y Salfity (1977) en el perfil de Humahuaca - Abra Laite, miden un espesor de 70m. En el área de Tres Cruces, Boll y Hernández (1985) consideran un espesor homogéneo en toda el área, con valor promedio de 270m. El espesor máximo determinado por Salfity y Marquillas (1997) es de 400 m.

Ambiente

La Formación representa, en general, un depósito fluvial y lacustre. En algunos sectores donde se halla la denominada «Franja gris» se interpreta un proceso de inundación, y una posterior desecación. En la cuenca de Lomas de Olmedo, Gómez Omil et al. (1989) interpreta la existencia de un lago hipersalino restringido.

En el estudio realizado por Boll y Hernández (1986), se describe un ambiente producto de la combinación de procesos loessoides (arcilitas y limoarcilitas), fluviales meandrosos y anastomosados (areniscas y conglomerados) y de barreal (areniscas rojas).

Relaciones estratigráficas

En general, las relaciones de base y techo de esta Formación son transicionales, con interdigitación de facies. En otros casos se apoya en contacto neto sobre la Formación Yacoraite.

Paleontología y edad

En la subcuenca de Tres Cruces se hallaron fósiles de notongulados, *Simpsonotus precursor* y *Simpsonotus major*, asignados a la edad Riochiquense por Pascual et al. (1978). Boll y Hernández (1985) adjudican a la Formación una edad Paleoceno tardío al Eoceno temprano.

Formación Maíz Gordo

Antecedentes

Corresponde a las Margas Verdes de Schlagintweit (1942), y a Ws de Hagermann (1933). Luego, Moreno (1970), en la sierra de Maíz Gordo, reemplaza estas denominaciones por la de Formación Maíz Gordo.

Litología

Está constituida por arcilitas calcáreas, margas, margas arenosas de color verde oscuro a amarillento, con intercalaciones pelíticas gris azuladas. Todo este conjunto presenta estratificación bien marcada en bancos de 2 a 5 cm de espesor. Hacia los bordes de la cuenca esta secuencia está reemplazada por areniscas de grano medio a fino y de color verde claro.

En un análisis sedimentológico detallado de la cuenca realizado por del Papa (1994) se identificaron siete litofacies correspondientes a la sedimentación de cuerpos de agua, y ocho litofacies de ambiente de sedimentación fluvial. Las litofacies correspondientes a los cuerpos de agua son arcilita y limolita verdes, mudstone dolomítico laminado, caliza laminada, boundstone estromatolítico, grainstone, arenisca fina y arcilita verde, caliza cristalina y arcilita y limolita moradas. Las correspondientes al sistema fluvial son arenisca conglomerádica, arenisca mediana bioturbada, arenisca blanca lenticular, arenisca blanca tabular, limolita roja, arenisca con estructura de acreción lateral, arenisca fina con lámina paralela y arenisca fina tabular. El mismo autor considera al clima como el factor fundamental de control de las características y ciclicidad del depósito.

En Tres Cruces, Boll y Hernández (1985) describen que su espesor varía entre 30 y 100 m, debido a la interdigitación lateral con la Formación Mealla. El espesor de la secuencia, según del Papa (1994) varía entre las zonas litorales y sublitorales de la cuenca. El máximo espesor lo midió en la sierra de Maíz Gordo, con 230 metros.

Ambiente

En el análisis de cuenca realizado por del Papa (1994) se concluye que las sedimentitas se depositaron en una cuenca lacustre, somera y cerrada, reconociéndose períodos en los que evolucionó a cuenca abierta.

El modelo ambiental propuesto es de lago con márgenes en rampa dominado por fango y lago con márgenes en rampa dominado por oleaje. En las áreas marginales se desarrollaron abanicos aluviales arenosos y sistemas fluviales entrelazados y de alta sinuosidad.

Relaciones estratigráficas

La base de la unidad está dada por una fuerte reactivación tectónica, que modificó la paleogeografía provocando la erosión de la Franja Gris y una notable progradación clástica inicial. El límite comienza con la aparición de las margas verde azuladas con intercalaciones de calizas con *Pucalithus*.

El techo está marcado por la presencia de las margas pardo rojizas de la Formación Lumbrera. Cuando esta última fue erosionada, se observan en discordancia las sedimentitas terciarias.

Paleontología y edad

A partir de las evidencias sedimentológicas, del Papa (1994) interpreta que el clima varió desde templado-árido a cálido y húmedo, factor que favoreció el desarrollo de bosques tropicales a subtropicales.

Los restos más frecuentes, según Cazau et al. (1975), son discos vertebrales, espinas y escamas de peces y muy escasos peces mal conservados. Además, se encuentran abundantes élitros, partes abdominales y extremidades de insectos (coleópteros). Es común la presencia de *Pucalithus* en todo el perfil.

Se la considera del Paleoceno tardío a Eoceno temprano. Del Papa (1994) propone la edad de inicio de la sedimentación en 55 Ma y la finalización del depósito en los 49,5 Ma, coincidentes con dos notables caídas del nivel eustático a escala global.

Formación Lumbrera

Antecedentes

Moreno (1970), en la sierra de Lumbrera, describe el perfil tipo y define como Formación Lumbrera a las Margas Coloradas Superiores de Schlagintweit (1941), que corresponden a su vez a la denominación V de Hagerman (1933).

Litología

Es una sucesión de arcilitas, limolitas calcáreas de color rojo intenso con delgadas intercalaciones de areniscas finas a medianas y esporádicamente niveles de conglomerados o brechas intraclásticas calcáreas gris verdosas.

El espesor en Tres Cruces (Boll y Hernández, 1985) varía entre 130 y 240 m, pudiendo estar afectado por tectónica.

Ambiente

La unidad corresponde a depósitos continentales producto quizás de una combinación de procesos loessoides, fluviales distales y de barreal (cuenca centrípeta). Hacia el tope incrementan su participación las facies arenosas fluviales, evidenciando una reactivación de la cuenca (Boll y Hernández, 1986).

Relaciones estratigráficas

La relación de la base es concordante con la Formación Maiz Gordo que presenta las últimas margas verdes. El límite se hace confuso en los bordes de la cuenca donde existen facies arenosas.

La relación con la Formación Casa Grande suprayacente es transicional por alternancia de estratos, evidenciándose un incremento de frecuencia y espesor de bancos de areniscas, junto con un mayor tamaño granulométrico (Boll y Hernández, 1986).

Paleontología y edad

Moreno (1970), al describir la Formación, cita que los restos fósiles que contiene son escasos y todos se encuentran en las sedimentitas correspondientes a la faja verde. Son restos de insectos, vegetales y algunos ostrácodos.

Se han hallado restos de mamíferos fósiles en Pampa Grande, que permiten asignar a la unidad una edad eocena inferior a media (Carabajal et al., 1977).

2.5. CENOZOICO

2.5.1. TERCIARIO

La cuenca terciaria generada al este de la Cordillera Oriental fue denominada por Salfity et al. (1996) como cuenca de antepaís del norte, la cual se rellenó por los depósitos de antepaís de base (Subgrupo Metán) y las correspondientes a las cuencas táfricas sinorogénicas (Subgrupo Jujuy). Ambos constituyen el Grupo Orán.

		Grupo	Subgrupo	Subcuenca de Tres Cruces	Quebrada de Humahuaca	Grupo	Subgrupo	Subcuencas de Olmedo y Ledesma, Cuenca de Antepaís del Norte
				Boll y Hernández (1985)	Salfity et al. (1984a), De Carles (1906)			Cellini (1973), Hernández et al. (1996)
C E N O Z O I C O	Q							
	N E O G E N O	Plioceno			Uquía	O R Á N	Jujuy	Jujuy
					Maimará		Metán	Calilegua y Agua Negra
	Mioceno	O R Á N	Jujuy	Sijes				
				Pisungo				
P A L E O G E N O	Oligoceno	O R Á N	Metán	Río Grande				
				Casa Grande				
Eoceno								
				Grupo Salta	Grupo Salta	Grupo Salta		

Cuadro 2: Correlación temporal entre las rocas terciarias de las principales cuencas de la Hoja.

Otras cuencas más pequeñas se encuentran en la Cordillera Oriental, como las de Tres Cruces, Cianzo y quebrada de Humahuaca. El inicio del relleno de la cuenca de Tres Cruces (Formaciones Casa Grande y Río Grande) es anterior al de las cuencas del este (ver cuadro 2).

Es muy probable que estas cuencas hayan estado desconectadas entre sí, aunque tuvieran una evolución semejante. Por esto, es común la nominación de Grupo Orán para todas las sedimentitas terciarias del noroeste (Boll y Hernández, 1986), aunque Galli y González (1995) y Hernández et al. (1996) agrupan en éste solo a las sedimentitas neógenas (hasta pleistocenas). Las Formaciones Maimará y Uquía se depositan en la quebrada de Humahuaca con un desarrollo desde el Mioceno superior hasta el Plioceno superior.

A los fines de este estudio, se describirán las Formaciones Casa Grande, Río Grande, Pisungo y Sijes para el área de Aguilar (subcuenca de Tres Cruces), y para el ámbito de las Sierras Subandinas (Subcuencas de Olmedo y Ledesma, cuenca de antepaís del norte), se utilizarán las denominaciones de Calilegua (Valle Grande y San Lorenzo), Agua Negra y Jujuy. Estas unidades son correlacionables con las Formaciones Río

Seco, Anta, Quebrada Jesús María, Guanaco y Piquete de Gebhard et al. (1974) para la región sur de Salta. Para la quebrada de Humahuaca se caracterizan las Formaciones Maimará y Uquía (Cuadro 3).

2.5.1.1. Paleogeno - Eoceno

Formación Casa Grande (17)

Conglomerados, areniscas, areniscas conglomerádicas, limolitas y arcilitas

Antecedentes

Fue definida por Fernández et al. (1973) en el sinclinal de Mal Paso, al este de la sierra de Aguilar y corresponde parcialmente a las Areniscas Casa Grande de Stingl (1947). En el área de Tres Cruces, Coira (1979) la denomina Formación Candado.

Distribución areal

Aflora en las márgenes de los ríos Casa Grande, Laguna y Vizcarra, al este de la sierra de Aguilar. Además, se encuentra en reducidos afloramientos

		Grupo		Subgrupo		Bonarelli, 1913	Hagermann, 1933 Zunino, 1944 Russo, 1975	Cellini, 1973 Oliver, 1973	Gebhard et al., 1974	Boll y Hernández, 1986	Hernández, et al., 1996*	
						Orán	Aguarague	Calilegua	Río Juramento	Tres Cruces	Río Iruya	
CENOZOICO	Q									G r u p o		
	NEOGENO	Plioceno	J U J U Y		Jujuy	Jujeño	Jujuy		Piquete		Jujeño I	
					Subandino superior			Guanaco		Araucanense		
	GENO	Mioceno	O R Á N		Terciario Subandino	Subandino medio	Agua Negra	Qda. Jesús María	Río Seco	Sijes		Calchaquense
			M E T Á N			Subandino inf.	San Lorenzo			Pisungo		
	PALEOGENO	Oligoceno			Areniscas superiores	Ar.superiores	Calilegua	Valle Grande	Río Grande			
						Lumbrera	Lumbrera	Lumbrera	Casa Grande			
									Lumbrera			
	Eoceno							Maíz Gordo				

* las denominaciones de esta columna corresponden a megasecuencias y no a formaciones.

Cuadro 3: Correlación de unidades del Terciario en la región de Jujuy y Salta

atravesados por el camino que une Tres Cruces con la Mina Aguilar. Estos últimos no se han mapeado debido a la escala de trabajo.

ces, midió 550 m. como máximo y 250 m como valor mínimo. Bond y López (1995) midieron 80 m en el área del sinclinal de Mal Paso.

Litología

Ambiente

La Formación Casa Grande contiene elementos clásticos procedentes de la erosión de unidades del Grupo Salta. En afloramientos sobre el camino de acceso a Mina Aguilar, sus niveles superiores contienen lentes de conglomerados entre cuyos clastos se encuentran calizas de la Formación Yacoraite (Foto 7). Esto indicaría que los niveles inferiores de la unidad provenían, en gran parte, de la erosión de los depósitos margosos y pelíticos del Subgrupo Santa Bárbara.

Las rocas de esta unidad se generaron en un ambiente continental fluvial asociado a abanicos aluviales, desarrollados en un cuenca endorreica pandada (Boll y Hernández, 1985). Los sedimentos fueron aportados por los topes de las láminas corridas que formaron la cuenca.

La formación está compuesta principalmente por areniscas de grano fino, mediano y grueso de color castaño rojizo a rosado. La parte inferior presenta intercalaciones de estratos arcillosos, la media es masivamente arenosa y la sección superior es progresivamente conglomerádica. Los estratos son tabulares gruesos.

Estructura

Pascual et al. (1978) calcularon un espesor de 700 metros. Coira (1979), para la zona de Tres Cru-

Con la fase Incaica I (Eoceno medio) se produce la finalización de la tectónica distensiva durante la cual se formaron las cuencas cretácicas, para comenzar con la orogenia Andina una etapa compresiva. Durante la pausa tectónica en que se depositó esta formación, los estratos se dispusieron en *onlap* sobre los flancos de las estructuras anticlinales desarrolladas en la etapa anterior. En los senos sinclinales, en cambio, los estratos de la For-



Foto 7: Detalle de la Formación Casa Grande, que incluye en su base clastos de la Formación Yacoraite. Esto evidencia que estos depósitos continentales provienen de la erosión de los depósitos del Subgrupo Santa Bárbara.

mación Casa Grande se dispusieron en concordancia sobre los de la Formación Lumbrera. Finalmente, la deformación se produjo en el último episodio de desplazamiento (efectos de la fase Incaica II).

Relaciones estratigráficas

Las relaciones de base y techo son transicionales, de aparente concordancia, aunque el pase a la Formación Lumbrera estaría dado por la reactivación tectónica de la cuenca (fase Incaica I), al igual que en la relación con la Formación Río Grande, donde también ocurrió un evento tectónico importante (fase Incaica II).

Paleontología y edad

Bond y López (1995) describen fósiles hallados en la confluencia de los ríos Laguna y Casa Grande, al este de la sierra de Aguilar, asignados a la Familia *Isotemnidae* (Notoungulata, Toxodontia) y a un nuevo género y especie de *Leontiniidae* (Notoungulata, Toxodontia) que por sus características representaría el taxón más generalizado de esta familia.

Los fósiles son asignados al Mustersense (Eoceno medio).

Estos depósitos se correlacionarían con los de la Formación Gestes de la Puna austral.

2.5.1.2. Oligoceno

Formación Río Grande (17)

Conglomerados, areniscas, areniscas conglomerádicas, limolitas y arcilitas

Antecedentes

Definida como formación por Pascual et al. (1978) en la cuenca de Tres Cruces, esta denominación fue tomada por Boll y Hernández (1986) al estudiar la estructura de la misma área.

Distribución areal

Aflora en pequeños asomos al este del Filo de la Vieja, en la depresión que se halla al norte de Vizcarra, y al este de la sierra de Aguilar, que no se han mapeado por razones de escala.

También se la encuentra en el flanco oeste del pliegue norte-sur que contiene, además, sedimentitas del Grupo Salta, en el borde occi-

dental de la Cordillera Oriental, al este de las Salinas Grandes.

Litología

La formación está integrada por conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y raros niveles pelíticos de color rojo grisáceo claro, en bancos lenticulares y tabulares gruesos a finos con típicas gradaciones normales en textura y estructura.

Pascual et al. (1978) juzgan un espesor de 1000 metros y, en Tres Cruces, Boll y Hernández (1985) estiman que puede llegar a 2000 metros.

Ambiente

Los bordes de las láminas corridas por la orogenia Andina constituyeron la fuente de aporte para los depósitos fluviales y de abanicos aluviales desarrollados a sus pies que integran esta formación (Boll y Hernández, 1986). Los perfiles analizados por Boll y Hernández (1985) caracterizan a las sedimentitas como depósitos de ambiente fluvial anastomosado distal, hasta meandroso o mixto, con predominio de facies arenosas.

Relaciones estratigráficas

La relación basal con la Formación Casa Grande está determinada por una discordancia de aparente aspecto transicional, asociada a la fase Incaica II. El techo presenta una paraconcordancia, ligeramente angular, asociada a la fase Pehuenche.

Edad

Se le asigna una edad oligocena, por relación estratigráfica con la Formación Casa Grande (eocena), y por asumirse que está limitada en la parte superior por la fase Pehuenche (Oligoceno - Mioceno).

2.5.2. TERCIARIO - CUATERNARIO

2.5.2.1. Neógeno - Pleistoceno

Grupo Orán (18)

Areniscas y pelitas

Antecedentes

Russo (1975) estudió la estratigrafía terciaria en Salta y Jujuy y reunió, en el grupo que denominó

Orán, a la parte más alta de las Areniscas Superiores, al Terciario Subandino y al Jujeño de Bonarelli (1913). Al Grupo lo subdivide en los Subgrupos Metán (inferior) y Jujuy (superior).

Méndez et al. (1979) cuestionan la denominación de Grupo, debido a la presencia de una discordancia entre los Subgrupos; por lo que dan preferencia a la denominación de Grupo Chaco (Schlagintweit, 1938) equivalente al Subgrupo Metán.

Hernández et al. (1996) analizan los ciclos depositacionales de este Grupo, definiendo las Megasecuencias Calchaquense (16.4 – 12.8 Ma, se correlaciona con el Subgrupo Metán), Araucanense I (11,4 – 8,5 Ma) y II (8,5 – 6,5 Ma), y Jujeño I (5,7 – 1,8 Ma) y II (1,8 Ma – 250.000 a).

En este trabajo se incluyen en el Grupo Orán los depósitos atribuidos al relleno de las cuencas neógenas de las Sierras Subandinas (subcuencas de Olmedo y Ledesma), representadas por las formaciones Calilegua y Agua Negra (Subgrupo Metán) y la Formación Jujuy (Subgrupo Jujuy).

Litología

El Grupo está constituido por una sucesión clástica arenosa y areno-limosa, que hacia el tope pasa a ser conglomerádica. Las sedimentitas presentan colores rojizos a parduscos. El espesor de los estratos es de grueso a fino y la estratificación es generalmente laminar, aunque en los bordes de cuenca se observan entrecruzamientos. En ocasiones se intercalan estratos tobáceos que se utilizan como niveles guía.

Ambiente

Según Galli y González (1995), los depósitos de esta unidad fueron acumulados en una cuenca de antepaís cuya subsidencia fue producto de flexión por carga producto de una elevada tasa de sedimentación.

Las sedimentitas que constituyen las Megasecuencias Calchaquense y la Araucanense I, se consideran de precrecimiento (de antepaís); en cambio, la Araucanense II y la Jujeña I y II, son de crecimiento sincrónico con el desarrollo de las estructuras del área.

Edad

El inicio de la sedimentación del Grupo Orán comienza a los 16 Ma (Mioceno medio) con la reactivación tectónica vinculada al ascenso de la Cor-

dillera Oriental. La depositación continuó hasta el Pleistoceno (250.000 años) con la presencia de tres hiatus que separan las distintas Megasecuencias (Calchaquense, Araucanense I y II, y Jujeña I y II).

2.5.2.2. Mioceno medio

Subgrupo Metán

Antecedentes

Russo (1972) denomina al subgrupo basal del Grupo Orán, como Subgrupo Metán.

Cellini (1973) describe la localidad tipo en el ámbito de la serranía de Calilegua, en los ríos Valle Grande y San Lorenzo, donde identifica las formaciones Calilegua (miembros Valle Grande y San Lorenzo) y Agua Negra.

Russo y Serraiotto (1979) concluyen que las características del Subgrupo cambian al pasar de un sector a otro, adaptándose a condiciones locales de sedimentación. Esto generó muchos nombres formacionales. Las Formaciones Calilegua y Agua Negra, hacia el sur son reemplazadas por las Formaciones Río Seco, Anta y Jesús María (definidas en la cuenca de Metán).

Litología y ambiente

El Subgrupo está compuesto por una sucesión de areniscas, limolitas y arcilitas de colores rojizos. Se intercalan niveles de tobas delgadas, grisáceos, verdosos, negruzcos y blanquecinos. Los piroclastos probablemente provinieron del arco magmático contemporáneo desarrollado en territorio chileno. En los bordes de la cuenca se encuentran conglomerados.

Hernández et al. (1996) correlacionan temporalmente a la unidad con la Megasecuencia Calchaquense, representada por depósitos fluviales y lacustres, sobre los que progresa un lóbulo efímero. El material proveniría de un frente montañoso que existía entre el área de Tres Cruces y el sinclinal de Cianzo.

Relaciones estratigráficas

La unidad está limitada por discordancias. En su base está en contacto con el Grupo Salta, la superficie es paralela o de bajo ángulo; en cambio, cuando se apoya sobre depósitos paleozoicos o precámbricos, la discordancia es marcadamente angular.

En el techo la relación es discordante con una leve expresión en los afloramientos. En algunos sec-

tores, el pase al Subgrupo Jujuy está representado por la presencia de una toba blanca.

Edad

El Subgrupo Metán corresponde a la Megasecuencia Calchaquense (16.4 - 12.8 Ma) correspondiente al Mioceno medio.

Formación Calilegua (19)

Antecedentes

En el estudio del área de El Naranjo y El Mirador, Cellini (1973) denomina a la unidad basal del Subgrupo Metán como Formación Calilegua, compuesta por dos miembros, Valle Grande y San Lorenzo (Foto 8).

Miembro Valle Grande (19 a)

Areniscas cuarzosas, limolitas y arcilitas

Antecedentes

Cellini (1973), define la sección tipo en el curso del río Valle Grande. Este Miembro corresponde a las Areniscas Superiores de Bonarelli (1913) y al Terciario Inferior de Hagermann (1933). En la descripción, Cellini (1973) lo compara con las Areniscas de Casa Grande del área de Mal Paso (aunque aclara que no ha encontrado evidencias fósiles). Hacia el sur de la Hoja se podría correlacionar con la Formación Río Seco.

Distribución areal

Aflora en el pliegue de Valle Grande, en el Parque Nacional Calilegua y en el flanco este del anticlinal norte – sur, que se encuentra al noreste, desde el límite norte de la Hoja hasta el río Ledesma (contiene el homoclinal La Maroma).

Litología

La sección basal, según la descripción realizada por Cellini (1973) en la ruta 6, muestra una sucesión de areniscas cuarzosas, gris blanquecinas, con matriz arenosa, bimodales, bien seleccionadas. Continúa con areniscas color pardo rojizo a rojo violáceo, con intercalaciones de arcilitas rojo oscuro, tabulares, y finos niveles de areniscas de grano grueso.

En el arroyo El Naranjo toda la sucesión sedimentaria es de tonos rojizos. El autor conclu-



Foto 8: Depósitos de la Formación Calilegua en el Parque Nacional de ese nombre.

ye que la sucesión inferior estaría reemplazada lateralmente, por lo que sobre la Formación Lumbrera se encontrarían sedimentitas de iguales características texturales, pero diferente coloración. La potencia en estas áreas se estima en 700 metros.

Ambiente

El Miembro Valle Grande está caracterizado por depósitos de ríos efímeros, en un clima árido.

Relaciones estratigráficas

Se apoya en discordancia sobre la Formación Lumbrera y le sigue en concordancia el Miembro San Lorenzo.

Miembro San Lorenzo (19 b)

Fangolitas, limolitas, piroclastitas, areniscas cuarzosas.

Antecedentes

Cellini (1973) lo define como miembro integrante de la Formación Calilegua y lo correlaciona con el

Terciario Subandino Inferior de Hagermann (1933). Russo y Serraiotto (1979) lo correlacionan con las Areniscas Garganta de Schlagintweit (1938).

Distribución areal

La sección tipo descrita por Cellini (1973) se ubica en el río San Lorenzo, a 15 km al oeste-noroeste de la localidad de Libertador General San Martín. Forma parte de los flancos del anticlinal Volcán Colorado. Constituye el pliegue de Valle Grande, y el flanco este del anticlinal norte – sur, que se encuentra al noreste, desde el límite norte de la Hoja hasta el río Ledesma, siguiendo los afloramientos del Grupo Salta y del mismo Grupo Orán, ya expuestos en el miembro Valle Grande.

Litología

El miembro es descrito por Cellini (1973) como integrado por areniscas pardo rojizas y rojo oscuro, cuarzosas, de grano fino y en menor medida mediano, con buena proporción de matriz limosa. Se intercalan fangolitas y limolitas pardo rojizas y rojo oscuro. En este miembro son frecuentes los bancos de areniscas tabulares que presentan en su base con-

glomerados y brechas intraformacionales, con fanglomerados subangulosos y planares con pelitas, englobados en una matriz arenosa.

Hacia arriba se asocia a depósitos piroclásticos de tobas gris oscuro.

Las areniscas tienen estructuras entrecruzadas simples, que gradan al tope con estructuras internas diagonales de alto ángulo y tamaño grande. Concluyen en forma gradual a estructuras laminares gruesas y disminución gradada de la textura. No son raras las ondulitas asimétricas y grietas de desecación rellenas.

Ambiente

Las rocas corresponden a sistemas lacustres efímeros, en parte salinos.

Relaciones estratigráficas

La relación con el Miembro Valle Grande es concordante, y pasa a la Formación Agua Negra en forma gradual, a través de un predominio de niveles psefítico-psamíticos.

Formación Agua Negra (20)

Areniscas calcáreas con intercalaciones de limolitas y arcilitas, lentes de conglomerados, tobas.

Antecedentes

Cellini (1973) define su sección tipo en el flanco sudoriental de la serranía de Calilegua, entre el abra de las Cañas y la quebrada de San Isidro. La correlaciona con el Terciario Subandino Medio de Hagermann (1933). En áreas más al sur, podría corresponderse con la Formación Jesús María.

Distribución areal

La sección tipo se halla en el flanco sudoriental de la serranía de Calilegua, en las cercanías de la quebrada de San Isidro. Aflora también en el pliegue de Valle Grande y en las angostas fajas norte - sur del este de la Hoja.

Litología

Está compuesta por areniscas pardo rojizas, pardo grisáceas, verdoso negruzcas, de grano mediano a grueso. Presenta niveles lentiformes de conglomerados polimícticos y areniscas sabulíticas a

conglomerádicas de tonos grisáceos con clastos redondeados de cuarzo lechoso, cuarcitas y máficos.

Hacia el techo predominan fangolitas y limolitas, rojo violáceo, masivas y fragmentosas. En toda la unidad se intercalan niveles piroclásticos de tobas grises.

Se estratifican en capas tabulares con estratificación entrecruzada a laminar. También presenta estructuras de corte y relleno y de grietas de desecación.

Ambiente

Esta formación representa depósitos de sistemas fluviales efímeros.

Relaciones estratigráficas

La base de la formación está representada por un pase gradual al Miembro San Lorenzo de la Formación Calilegua, y el techo lo indica la aparición de niveles piroclásticos de tobas blanquecinas y/o capas psefítico-psamíticas de depósitos del Subgrupo Jujuy.

Subgrupo Jujuy

Antecedentes

Fue definido por Russo (1972). Comprende los niveles que Bonarelli (1913) denomina Formación Jujuy o Jujeño (de donde conserva el nombre). En las cuencas subandinas, está integrado por la Formación Jujuy, correspondiente a las megasecuencias Araucanense y Jujeño. Para la subcuenca de Tres Cruces se describen formando parte de este Subgrupo las Formaciones Pisungo y Sijes, y se correlacionan en el tiempo con las Formaciones Maimará y Uquía.

Medio sedimentario

El material constituyente de estas unidades fue provisto principalmente por la elevación de la Cordillera Oriental, y depositado por conos aluviales y sistemas fluviales entrelazados con complejos cambios laterales y verticales de facies (González y Marquillas, 1994).

Relaciones estratigráficas

Se encuentra en discordancia sobre el Subgrupo Metán y está cubierto por diferentes depósitos

cuaternarios. En el río Iruya los estratos están rotados de 6° a 8° con respecto a los depósitos de terraza holocenos (Hernández et al., 1996).

Edad

En estudios realizados en el río Iruya, se analiza un aumento de la sedimentación en la base de la megasecuencia Araucanense (11.4 Ma), posiblemente asociada al ascenso de la Cordillera Oriental por la fase Quechua, que inicia la sedimentación del Subgrupo (Hernández et al., 1996). Finaliza con los últimos estratos de la megasecuencia Jujeño II (250.000 años).

El período que abarca el Subgrupo Jujuy es Mioceno superior - Pleistoceno temprano.

Formación Jujuy (21)

Conglomerados, areniscas y pelitas con intercalaciones de niveles piroclásticos.

Antecedentes

Esta unidad fue definida como tal por Ruiz Huidobro (1953) en la descripción geológica de la Hoja Chicoana. Cellini (1973) la correlaciona con el Terciario Subandino Superior de Hagermann (1933) y correspondería a las Formaciones Guanaco y Piquete del Valle de Lerma (Ver cuadro 3).

Distribución areal

Estos depósitos cubren el área este y sureste de la Hoja, ocupando gran parte del sector apical de las actuales bajadas de las Sierras Subandinas.

Litología

La formación se puede separar en una sección inferior, representada mayoritariamente por areniscas, entre las que se intercalan niveles piroclásticos, y una superior conglomerádica.

La sección inferior presenta areniscas finas pardas rojizas, cuarzosas, con matriz limosa y cemento calcáreo, con intercalaciones de arcilitas y fangolitas. En esta sección se intercalan niveles de tobas blanquecinas de 0,50 a 3 m de espesor, con muy poco contenido de biotita. La estratificación es tabular con estratificación entrecruzada.

La sección superior está caracterizada por potentes conglomerados polimícticos con matriz arenosa. Se presenta en bancos tabulares y

lentiformes masivos. Alternan con estos bancos areniscas rojas.

Ambiente

Los depósitos de esta unidad corresponden al tramo proximal medio de un abanico aluvial dominado por corrientes fluidas de alta energía. Culmina con abanicos dominados por flujos de detritos (González y Galli, 1995).

La intercalación de pelitas en una sedimentación cíclica representa épocas de menor competencia de las corrientes.

Edad

En las cercanías de Las Capillas, en inmediaciones del arroyo Tunalito, Cellini (1973) halló restos de vertebrados, atribuidos por R. Pascual (en comunicación verbal con Cellini) al género *Macrauchenia*, quien lo ubicó a priori en el límite Mioceno - Plioceno.

La edad de la Megasecuencia Jujeño, que corresponde a la sedimentación de esta unidad, abarca desde 5.7 Ma a 250.000 años (Hernández et al., 1996).

Formación Pisungo

Antecedentes

Definida por Pascual et al. (1978) en la cuenca de Tres Cruces. Boll y Hernández (1986), junto a la Formación Sijes, la incluyen en el Subgrupo Jujuy.

Distribución areal

Esta unidad aflora en el flanco oriental de la sierra de Aguilar. Generalmente se halla cubierta por depósitos modernos. Se observa solo en los cortes de las quebradas de los ríos Grande, Pisungo y Vicuñaayoc.

Litología

Está constituida por conglomerados y aglomerados castaño rojizos poco consolidados, con bloques de hasta dos metros de diámetro, con algunas intercalaciones de areniscas. Los bloques mayoritarios provienen de las formaciones Los Blanquitos, Lecho y Acoite. La matriz es arenosa gruesa.

Según Pascual et al. (1978), esta unidad tiene 1000 metros de espesor.

Ambiente

En el área de la cuenca de Tres Cruces, la Formación Pisungo se depositó a partir del levantamiento de la sierra de Aguilar, constituyendo un abanico aluvial con ápice en la falla de Aguilar y lóbulo distal hacia el sinclinal de Tres Cruces.

En general está vinculada a procesos tectónicos generadores de un relieve muy importante pre y sinsedimentario.

Relaciones estratigráficas

En su base presenta una discordancia angular suave a paraconcordante sobre la Formación Río Grande, y en el techo, una discordancia angular atribuida a la fase Quechua inicial, la separa de la Formación Sijes (Boll y Hernández, 1985).

Edad

La edad de esta unidad se obtiene sobre la base de la cronología de los eventos tectónicos que describen Boll y Hernández (1986). La fase Pehuenche (límite Oligoceno – Mioceno) provoca la discordancia entre las Formaciones Río Grande y Pisungo. La fase Quechua, durante el Mioceno medio, es la responsable de la discordancia en el techo. Por esto la edad estimada para la Formación Pisungo es Mioceno medio.

Formación Sijes

Antecedentes

Turner (1960) designó con este nombre a las sedimentitas que se encuentran sobre la Formación Pozuelos en la región de Pastos Grandes. El nombre proviene del río homónimo, a orillas del cual se encuentra un campamento minero. Alonso (1986), de acuerdo al contenido de boratos, la subdivide en los miembros Monte Amarillo, Monte Verde y Esperanza. Fue descrita dentro del Subgrupo Jujuy por Boll y Hernández (1986) en el área de Tres Cruces.

Litología

Está formada por arcilitas y limolitas rosado claro y verdoso, con intercalaciones tobáceas y tufticas blanquecinas.

En la base se suelen encontrar intercalaciones de boratos y yeso. Hacia el tope de la unidad se presentan lentes conglomerádicas con material piroclástico, preponderantemente tobas dacíticas.

En Palta Loma, al norte de la Hoja, Boll y Hernández (1985) midieron 112 metros de espesor parcial, debido a que el techo está cubierto por depósitos modernos. Turner (1960) estimó 2000 metros de espesor.

Ambiente

El ambiente de depositación corresponde a una cuenca continental endorreica, con clima árido y vulcanismo explosivo activo coetáneo.

Los bancos de boratos indicarían el derrame sincrónico de aguas termales mineralizadas en los bordes y/o en el interior de la cubeta de sedimentación (Salim, 1991).

Relaciones estratigráficas

Estos depósitos presentan discordancias angulares, tanto en la base con la Formación Pisungo, como en el techo con los depósitos cuaternarios.

Paleontología y edad

Las primeras referencias de hallazgos fósiles en esta unidad corresponden a gasterópodos y diatomeas, mencionadas por Pratt (1961).

Alonso (1985, 1987) describe abundantes icnitas de aves en el Miembro Monte Amarillo. Se han encontrado también restos vegetales macerados e icnitas mal conservadas probablemente de roedores. En un nivel de calizas travertínicas del mismo miembro, se encontró una huella de un mamífero de tamaño mediano. En el Miembro Esperanza también se han hallado icnitas de aves.

Estos hallazgos no aportan datos cronológicos, por lo que se utilizan dataciones de las tobas para la determinación de la edad. Por el método K - Ar (6,8 +0,18 Ma y 6,25+0,15 Ma) y por trazas de fisión en circones de tobas se concluye una edad Mioceno tardío para esta Formación (Alonso et al., 1989, 1991).

Formación Maimará (22)

Areniscas y conglomerados

Antecedentes

Fue definida por Salfity et al. (1984 a) en la margen izquierda del arroyo Huasamayo, al sur de Tilcara.



Foto 9: Detalle de las intercalaciones de tufitas en la Formación Maimará ubicada en los alrededores del pueblo homónimo.

Distribución areal

Se encuentra en la depresión de la Quebrada de Humahuaca, desde Purmamarca hasta Humahuaca, asociada a la Formación Uquía

Litología

Son acumulaciones continentales arenosas y conglomerádicas, de tonalidades claras entre el pardo amarillento y gris; con intercalaciones de toba blanca (Foto 9).

En la descripción realizada por Salfity et al. (1984 a), estos depósitos comienzan con una arcilita marrón rojiza, de 35 cm de espesor, que contiene algunos nódulos de limolita amarilla y pequeños lentes de arenisca fina de colores grises. El material arcilloso lo consideran producto de una intensa trituration y de deslizamientos intraestratales de la arenisca fina, de la cual sólo quedan los relictos lenticulares. Hacia arriba sigue unos 3 a 4 m de esta misma arenisca, cuyos bancos se caracterizan por estar fracturados en todas direcciones e inclusive con planos de deslizamiento que dan origen, entre ellos, a películas arcillosas de 1 mm de espesor. Por

encima se dispone una lente conglomerádica de 1 metro de espesor en su parte más potente, de color gris amarillento, con clastos fracturados por efectos de la falla presente en el área.

En la quebrada de Huasamayo aflora la sección más arenosa, mientras que en la quebrada de Pucará el perfil es más completo y se observan las secciones conglomerádicas.

Ambiente

Corresponde a facies de abanicos aluviales sintectónicos sedimentados en discordancia progresiva durante la etapa de compresión andina, constituyendo una pequeña cuenca de foreland, en un frente de cabalgamiento fuera de secuencia, con vergencia al este, que se sitúa en la margen derecha del río Grande (Gabaldón et al., 1998).

Relaciones estratigráficas

Se encuentra en discordancia angular sobre las unidades infrayacentes y en el techo hay una evidente discordancia de ángulo con depósitos cuaternarios.

Edad

Berman (1985) reconoce una nueva especie de *Cyonasua*, proveniente de la Formación Maimará, a la que le asigna edad Huayqueriense (Mioceno superior).

Formación Uquía (23)

Areniscas, conglomerados y arcilitas con intercalaciones de niveles piroclásticos.

Antecedentes

Los estudios de esta Formación se remontan a los realizados por De Carles (1906, en Armatta, 1983) en la localidad de Azul Pampa (inmediatamente al norte de esta Hoja), y luego (1907, en Guerrero, 1981) en Iturbe, y son eminentemente paleontológicos. Castellanos (1923) estudia la zona de Uquía y Esquina Blanca. Marshall et al. (1982) también realizan trabajos en la Quebrada de Humahuaca, que son retomados por Walther et al. (1996) y Walther et al. (1998). En estos últimos trabajos se incorporan estudios paleomagnéticos.

Distribución areal

Aflora en el sector centro - norte de la Quebrada de Humahuaca, generalmente en la margen oeste del río Grande. En el sector norte, aflora en las quebradas de Coctaca y de Calete.

Litología

Integran esta unidad areniscas y arcilitas poco consolidadas de colores blanquecinos, rojizos y pardo amarillentos, con intercalaciones de bancos de tobas, areniscas tobáceas, limolitas tobáceas y lentes conglomerádicos.

Ramos et al. (1967) consideran un espesor menor a 30 metros en Huacalera. Walther et al. (1996) midieron 187 m en el perfil realizado en los alrededores del poblado de San Roque, 5 km al sur de Humahuaca.

Ambiente

Representa sedimentos fluviales de tipo braided procedentes del noreste, depositados durante la etapa de compresión andina, probablemente como pequeña cuenca de "piggi back", aso-

ciada a los frentes de cabalgamiento de la Cordillera Oriental sobre las Sierras Subandinas (Gabaldón et al., 1998).

Paleontología

En Senador Pérez y San Roque fueron descritos fósiles por Walther et al. (1996). Se hallaron ejemplares de la Subfamilia Ctenomynae Tate (partes de mandíbulas); Familia Dasypodidae Bonaparte (parte de placas); Familia Glyptodontidae Burmeister (placa de anillos caudales); Familia Milodontidae Ameghino (porción de columna vertebral, fragmento de costilla, extremo proximal cúbito).

En Esquina Blanca, Walther et al. (1998) completaron los hallazgos de *Ctenomys* (Rodentia, Octodontidae); cf. *Windhausenina* (Litopterna, Macrauchiidae); *Glyptodon* (Xenarthra, Glyptodontidae).

Edad

Marshall et al. (1982) indican una edad Plioceno tardío - Pleistoceno Temprano (2,5 a 1,5 Ma), de acuerdo a estudios paleomagnéticos - radimétricos.

La interpretación realizada por Walther et al. (1998) de los datos paleontológicos, estratigráficos, paleomagnéticos y geocronológicos sugiere que los niveles basales de la Formación Uquía serían más antiguos que el piso Marplatense superior, lo cual es coincidente con las dataciones radimétricas anteriormente citadas.

2.5.3. CUATERNARIO

Depósitos de abanicos aluviales (24)

Depósitos de bajadas y pedimentos (a, b) y abanicos actuales y planicie aluvial (c)

Gravas, arenas y limos

Los depósitos de bajada aluvial se ubican en las depresiones estructurales de la hoja (ver regiones morfoestructurales del capítulo Geomorfología). Se diferenciaron varias generaciones de bajada que se agruparon en tres unidades geológicas. Las unidades 24 a y 24 b corresponden a depósitos de antiguos piedemontes, mientras que en la unidad 24 c se integran los sedimentos de las actuales planicies y abanicos aluviales.

Litología, medio sedimentario y edad

En la depresión de Aguilar existen depósitos de bajada aluvial de diferentes edades relativas (niveles II y III). El depósito correspondiente al nivel II de bajada (24 b) se observa preferentemente a la altura del paraje Casa Grande. Los sedimentos presentan entre 80 a 70 m de espesor y están constituidos, en el sector proximal, por conglomerados que provienen básicamente de la sierra de Aguilar. Hacia el sector distal de la depresión, dichos depósitos pasan a facies de arenas y limos de barrial evidenciando la colmatación de una cuenca cerrada o parcialmente cerrada. La edad de estos depósitos podría corresponder al Terciario tardío y Cuaternario temprano y su origen se asociaría al último e importante levantamiento de la sierra de Aguilar-sierra Alta (fase Diaguíta). También se agrupan dentro de esta unidad los sedimentos del nivel III de bajada aluvial. Estos denotan menores espesores y son de composición conglomerádica (gravas gruesas y bloques). En este caso corresponden a sedimentos en tránsito de un antiguo nivel de pedimentación que se desarrolló con posterioridad a la captura de la cuenca cerrada anteriormente mencionada.

En la depresión de Salinas Grandes - laguna de Guayatayoc también se constató la existencia de sedimentos de bajada de varias generaciones. Nuevamente los sedimentos más antiguos corresponden a los depósitos del nivel I de bajada aluvial (24 a). Están integrados por 20 a 60 m de conglomerados gruesos, poco estratificados, subangulosos, que se apoyan en discordancia sobre el Terciario. Los depósitos del nivel II (24 b), y III (24 c) son sedimentos de edades más recientes que la unidad 24 a. Presentan entre 10 a 30 m de espesor, se apoyan sobre sedimentos terciarios y también denotan composiciones conglomerádicas gruesas. En el caso de la unidad 24 c (depósitos de bajada aluvial actual o subactual) la composición sedimentaria varía de gravas aluviales en el sector proximal a arenas limosas aluviales que se intercalan con sedimentos eólicos en su sector distal (Alonso et al., 1984 y Alonso et al., 1991). En este caso todas las unidades corresponden a ambientes de bajada aluvial que se encuentran actualmente inactivas. Probablemente su origen se deba al progresivo levantamiento de las sierras lindantes a la depresión.

En la depresión estructural donde se ubican las localidades de Huacalera-Humahuaca-Coctaca también se reconocieron sedimentos pedemontanos

de diferente edad relativa. La unidad 24 a (depósitos del Nivel I) se localiza en los contrafuertes orientales de la sierra Alta, inmediatamente al oeste de la localidad de Huacalera y al norte de la salida de la quebrada del Yacoraité. El depósito es de naturaleza cenoglomerádica, con espesores de 20 a 150 m. Se apoya sobre una superficie de erosión desarrollada sobre unidades del Terciario pre-orogénico, del Mesozoico, Paleozoico y Precámbrico. Presenta una estratificación paralela poco evidente, marcada por una cierta alineación de los clastos más grandes, que llegan a presentar entre 1 a 2 m de diámetro. Los clastos son de composición granítica y metamórfica, con aportes que provienen del stock del granito Fundición, ubicado a 8 km al suroeste. Este depósito se encuentra ascendido a más de 300 m de altura con respecto al actual nivel de base, por acción de la falla Pucará. Conformaba un relleno pedemontano que se desarrollaba al oriente de la sierra Alta, desde el cerro Alto Las Minas (donde se encuentra el granito Fundición) hasta un poco al norte de la localidad de Humahuaca. El depósito es de edad previa al entallamiento de la actual quebrada de Yacoraité y posterior a la Formación Uquía. El depósito tendría lugar como respuesta al levantamiento del frente de corrimiento oriental de la sierra Alta (fase Diaguíta? o último estadio de la fase Quechua). La unidad 24 b se ubica a menor cota que los depósitos de la unidad 24 a. En este caso el sedimento presenta un espesor de 2 a 4 m, está compuesto por conglomerados y conforma el material en tránsito de antiguos pedimentos desarrollados sobre el Terciario.

Otros rellenos aluviales de importancia se encuentran a la salida de las quebradas de los ríos San Lorenzo, Ledesma, San Andrés, De Naranjo, Redondo y Santa Cruz. En este sector los depósitos corresponden principalmente a la unidad 24 b (al sur de la localidad de Gayacán) y 24 c (por ej: donde se ubican las localidades de Fraile Pintado y Calilegua). Los sedimentos presentan una composición conglomerádica en el sector proximal y areno-gravosa en el sector distal. Los clastos son subredondeados y subangulosos y se reconocen buenas estructuras fluviales (estratificación planar, cruzada). Presentan importantes espesores (mayor a 30 - 40 m visibles) y preferentemente se apoyan sobre el Terciario subandino. Corresponden a extensos abanicos aluviales coalescentes que presentan pendiente hacia el oeste, una longitud media de 20 km y que drenan al río San Francisco.

Depósitos de morenas, de glaciares de roca y de morenas removilizadas (25)

Till, cenoglomerados

Distribución

Los depósitos morénicos se encuentran localizados generalmente por encima de los 4.500 a 5.000 m de altura. Su mejor expresión morfológica se encuentra en el cordón del Nevado de Chañi (6.200 m), en el faldeo sureste de la serranía del Horconal, en el faldeo sur de la sierra de Zenta y en la quebrada de la Mina Aguilar. Finalmente, se han identificado probables depósitos glaciares al este de la sierra de Tilcara, en los cerros de Punta Corral, y en el cerro Zucho, a cotas similares, si bien el hecho de que se encuentren removilizados por remoción en masa (deslizamientos y flujos) hace difícil su identificación.

Litología

Los depósitos corresponden a cenoglomerados y cenoglomerados clasto sostén. Los clastos son de elevada angulosidad y su composición principal es de rocas duras del Precámbrico y Cámbrico. No presentan una estructura definida (estructura caótica) y es común observar bloques de gran tamaño. Presentan entre 10 a 40 m de espesor y se apoyan sobre las rocas de los valles de alta montaña. Lateralmente y a menores cotas conforman progresivamente los niveles antiguos de terraza o antiguos niveles de bajada o abanicos aluviales.

Medio sedimentario

Estos depósitos corresponden a una glaciación de circo o de valle de escasa extensión areal, probablemente vinculada a la acumulación de un pequeño casquete de hielo de alta montaña. Comúnmente se observan depósitos de morenas laterales y morenas de fondo. En ciertos sectores, los depósitos morénicos han sido removilizados como glaciares de roca, los cuales se encuentran actualmente inactivos. En otros sectores (faldeo este y oeste de la sierra de Tilcara) los depósitos morénicos han sido removilizados como deslizamientos o flujos.

Edad

Respecto a la edad de las glaciaciones, se carece hasta el presente de un esquema regional de correlación para la región del N.O.A. En

la zona del Altiplano de Bolivia han sido diferenciados varios sistemas de morenas correspondientes a distintos avances de los hielos. Según diferentes autores (Dovrovolny 1962; Servant 1977; Ballivian *et al* 1978 y Clapperton, 1993) las glaciaciones habrían comenzado en el Plioceno, desarrollándose uno o dos eventos según los autores (Glaciaciones Patapani y Calvario). Durante el Pleistoceno se habrían producido tres nuevos avances. De más antiguo a más joven, son las Glaciaciones Kaluyo, Sorata (estadío isotópico 6) y Choqueyapu (con dos avances, correspondientes a los estadíos isotópicos 4 y 2). En contraposición, en el Norte Grande de Chile no existe registro de tal secuencia de glaciaciones. La situación existente en la región noroeste de Argentina sería similar a lo observado en este segundo caso, en el cual sólo se observan depósitos morénicos correspondientes a la Última Glaciación, como por ejemplo en la zona del Laco, en la cual se pudieron correlacionar los depósitos morénicos con diferentes eventos volcánicos (Gardeweg *et al.* 1997). En conclusión, se asigna estos depósitos tentativamente al último máximo glaciar, acontecido en el Pleistoceno superior. Asimismo, la existencia de avances de los hielos del Tardiglacial y del Neoglacial, documentados en la región del Altiplano, probablemente tenga su correlato en la reactivación de los depósitos morénicos como glaciares de roca constatados en diversos sectores de la zona estudiada.

Depósitos eólicos (26)

Arenas

Distribución

Se localizan preferentemente en el sector de la Puna. Presentan una composición arenosa y los mayores espesores se encuentran en el paraje Portillo Chico. En este sector aparece un importante campo de dunas que es descripto con mayor detalle en el capítulo de Geomorfología. Las arenas se apoyan sobre sedimentos aluviales del piedemonte y progradan sobre los sedimentos lacustres y de playa de Salinas Grandes.

Litología

Buenos perfiles se observan en las quebradas que drenan hacia el río Yacoraite, a la altura

del paraje Portillo Chico. Los perfiles comienzan con sedimentos aluviales que pasan a interdigitarse con arenas eólicas. Estas se hacen predominantes en el sector superior del perfil donde alcanzan alrededor de 3 a 5 m de espesor. Es común encontrar varios ciclos de sedimentación eólica separados por niveles de paleosuelos o sedimentos aluviales en la sección media del perfil. Sobre la base de criterios morfológicos, el espesor en el campo de dunas de El Portillo podría llegar a los 25-30 m de espesor.

Edad

Los sedimentos adquieren mayor extensión areal con posterioridad al desecamiento de la playa salina, es decir con edades posteriores a la última neoglaciación acontecida en el Holoceno, probablemente coincidente con un período seco desarrollado en el Holoceno medio- superior.

Depósitos de terrazas aluviales (27)

Gravas, arenas y limos

Distribución

Se aprecian de mejor manera en las márgenes de los principales ríos que recorren la hoja. Sus mejores expresiones se observan a lo largo de la cuenca del río Grande y en los valles intraserranos de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas.

Litología

Generalmente están integrados por fanglomerados con matriz arenosa gruesa que se intercalan con lentes de areniscas medias y gruesas. Generalmente las gravas son clastosoportadas, polimícticas y los tamaños de los clastos pueden superar los 50 cm. Están bien estratificadas, pero presentan escaso ordenamiento interno, reconociéndose imbricación de clastos y ocasionalmente estratificación cruzada, planar y en surco.

Los clastos provienen predominantemente de las rocas paleozoicas y precámbricas que afloran en toda la cuenca. Sin embargo, la composición varía fuertemente de acuerdo a la cuenca analizada, ya que las rocas que afloran en el área de aporte varían en cuanto a su distribución espacial.

En la quebrada de Purmamarca y en la de Humahuaca (entre Tumbaya y la desembocadura

del río Yacoraite) la unidad integra depósitos de varios niveles de terraza (niveles, I, II, III, IV). A la altura de Purmamarca el depósito del nivel I de terraza tiene entre 50 a 120 m de espesor. Se apoya en forma erosiva sobre rocas consolidadas del Mesozoico y Paleozoico y es cubierto por sedimentos cenoglomerádicos correspondientes a antiguos abanicos aluviales.

Inmediatamente aguas arriba y aguas abajo de la localidad de Tumbaya, el depósito de la terraza I del río Grande se interdigita con depósitos limo-arenosos provocados por antiguos endicamientos originados por los arroyos afluentes al río Grande (arroyos Coiruro y Tumbaya). Bajo este punto de vista, parte del acontecimiento agradacional de los sedimentos de la terraza I se habría generado a partir de antiguos endicamientos reiterados sobre la cuenca inferior del río Grande.

En la región de la cuenca del río Grande, los depósitos de las terrazas II, III y IV presentan características litológicas semejantes a los sedimentos de la terraza I. Se diferencian por presentar un menor espesor (5 a 10 metros). Estos depósitos se apoyan en forma concordante y poco visible sobre los sedimentos de la terraza I.

En las Sierras Subandinas las terrazas se encuentran circunscriptas a los atrincheramientos de las bajadas aluviales de los ríos Juramento, Candelaria, y otros y tienen espesores entre 10 a 30 m. Generalmente, en esta región los depósitos de terraza presentan mayor proporción de elementos limosos y una mejor estructura sedimentaria.

Medio sedimentario y edad

El depósito de la terraza I constituye un relleno aluvial que se desarrolló en los valles y atrincheramientos pedemontanos. Son sedimentos acumulados por flujos y corrientes efímeras durante períodos de relativa estabilidad tectónica presentes a lo largo del Cuaternario. Posiblemente su sedimentación también esté controlada por otros factores, como eventos climáticos (producción sedimentaria originada por la acción glaciaria), endicamientos y cambios del nivel de base.

Depósitos lacustres (28)

Arenas, arcillas y limos

Se localizan en las márgenes del río San Francisco y en el sector distal del abanico aluvial del río Juramento.

Están integrados por depósitos de ox-bow o de meandros abandonados y colmatados. Su composición es arenosa (sedimentación aluvial) en la parte inferior y arcillosa en la parte superior (sedimentación lacustre). Presentan edades comprendidas dentro del Holoceno tardío.

Depósitos de playas y salares (29)

Evaporitas, arcillas y limos

Distribución y litología

Se ubican en la Puna. En Salinas Grandes el depósito está integrado por una alternancia de costas salinas, arcillas lacustres y en menor proporción limos aluviales y arenas eólicas. En la laguna de Guayatayoc, el depósito presenta mayor cantidad de limos y limos arenosos aluviales que se intercalan con depósitos de decantación (sedimentos arcillosos o limo-arcillosos lacustres). En este lugar la participación salina es de menor magnitud.

La sedimentación de la sal de Salinas Grandes se encuentra en proceso de formación. Se caracteriza por presentar un nivel freático en el que la salmuera casi coincide con la superficie topográfica de la playa. Cuando está por encima y hay agua libre, el régimen de precipitación es el de una salina, desarrollándose halita piramidal ("chevrón"), mientras que cuando está por debajo se generan en superficie estructuras poligonales de hasta 2 m de diámetro. En el caso de las playas limo-arcillosas que rodean a las salinas, es común el desarrollo de eflorescencias salinas.

Medio sedimentario y edad

Los depósitos salinos resultan del progresivo desecamiento de un ambiente lacustre mucho más extendido que el de la actualidad, a partir del Pleistoceno tardío. Asimismo, el deshielo de los avances de los hielos del Tardiglacial y del Neoglacial, documentados en la región del Altiplano, probablemente tenga su correlato en el aumento del nivel de las aguas y redisolución de los depósitos salinos y la progradación de sedimentos aluviales dentro del ámbito del salar.

En el caso de la laguna de Guayatayoc, el aporte sedimentario de los ríos de las Burras y Miraflores determina la formación de una playa más detrítica que por precipitación química.

3. TECTÓNICA

En el área abarcada por la Hoja están representadas parte de tres provincias geológicas con características tectónicas propias. Al oeste se encuentra el borde oriental de la Puna, representada por una faja plegada y fallada, en el área central se halla la Cordillera Oriental y al este de la denominada zona de transición están las Sierras Subandinas. Estas tres últimas son fajas plegadas y corridas, aunque las Sierras Subandinas presentan un mayor desarrollo de pliegues.

La Puna, en el borde occidental de la Hoja, se caracteriza por la participación de geometrías de fallas y pliegues típicos de una faja plegada y fallada tales como sobrecorrimientos, corrimientos ciegos, bajo corrimientos y pliegues de flexión de falla (Fernández Garrasino et al., 1984; Fernández Garrasino, 1985; Donato y Vergani, 1985, 1988; Boll y Hernández, 1986; Donato, 1987; Mon y Hongn, 1988b). Las estructuras más sobresalientes son la depresión de Guayatayoc - Salinas Grandes y las sierras de Aguilar, El Moreno y de Tusaquillas. Limita a través de la falla de Aguilar este y su continuación hacia el sur, con la Cordillera Oriental. El bajo regional denominado Bolsón de Abra Pampa - Salinas Grandes (Méndez, 1974), comienza en Bolivia y continúa hasta San Antonio de los Cobres. Localmente, está limitado al occidente por la falla que se encuentra al pie de las sierras de Tusaquillas y al oriente por la falla de Guayatayoc.

La Cordillera Oriental, según Rodríguez et al. (1998), está formada por dos láminas alóctonas cuyo nivel de despegue se realiza en las unidades del basamento, separadas por el frente del cabalgamiento que se encuentra en la quebrada de Humahuaca. La lámina oeste se denomina Casa Grande, y la este Humahuaca. Se caracteriza por presentar fajas meridianas angostas, limitadas por fallas. Los pliegues están subordinados y los más estudiados son el anticlinal de Sapagua, el del cerro Colorado (Foto 10) y el anticlinorio de Queñoal, en el área de Aguilar. En la misma área se identificaron las fallas Barro Negro, Cajas, del Chorro, Coraya y de Pucará.

Entre la unidad morfológica anterior y las Sierras Subandinas se presenta una zona de transición, donde coexisten características de las dos provincias. En las Sierras Subandinas el despegue se genera a partir de las sedimentitas paleozoicas. No obstante esto, al noreste del pliegue de Valle Grande, a través del pliegue de propagación de falla



Foto 10: Vista panorámica del pliegue del cerro Colorado al este de la sierra de Aguilar.

afloran materiales del Paleozoico inferior. Esto también se observa al norte de la falla del Horconal. En el sector de la Hoja abarcado por las Sierras Subandinas, los pliegues más importantes son el sinclinal del Horconal (Foto 11), el pliegue de Valle Grande, el anticlinal del Volcán Colorado y el anticlinal de El Naranjo (estas dos últimas estructuras son menores y fueron descritas por estudios realizados por YPF), en tanto que las fallas nominadas más notorias son las de Oroguzú - Divisadero, de Cianzo, de Zenta y del Horconal.

En el esquema tectónico se observan las rocas del basamento asociadas al Ciclo Pampeano, y los depósitos del Paleozoico inferior vinculados a la extensión Famatiniana, así como los depósitos de cuenca de antepaís del Paleozoico superior asociados al Ciclo Famatiniano.

Los materiales mesozoicos son depósitos sin y post rift del Ciclo Ándico (de la extensión cretácica), mientras que los depósitos cenozoicos constituyen el relleno sinorogénico del surco de antepaís vinculado con la compresión andina.

Las unidades plio cuaternarias sinorogénicas y más modernas están depositadas en una cuenca de *piggy - back*. Las estructuras que las afectan res-

ponden a una tectónica extensional (fallas normales en bandas N - S); y a la compresión Andina (cabalgamientos, fallas inversas, pliegues).

ESTRUCTURAS OBSERVABLES

La *depresión de Guayatayoc - Salinas Grandes* se encuentra en el borde oriental de la Puna y está limitada por las sierras de Tusaquillas al oeste, y al este por la vertiente occidental de la sierra de Aguilar. Un perfil sísmico interpretado por Monaldi et al. (1993) muestra el desarrollo de estructuras de crecimiento que comienza con una sección no deformada con una falla en escalón. Luego de un episodio compresivo se genera un pliegue de flexión de falla, que se reactivó en un segundo episodio en el que además se inclinaron los sedimentos depositados en los flancos del pliegue. Los episodios iniciales de deformación estuvieron vinculados, según se expone, a corrimientos ciegos que generaron escaso relieve estructural, correlacionables al inicio de la depositación de la Formación Lumbrera. Posteriormente, los corrimientos se hicieron emergentes originando relieves estructurales más importantes. Esto provocó la deformación de la Formación Casa Grande y generó

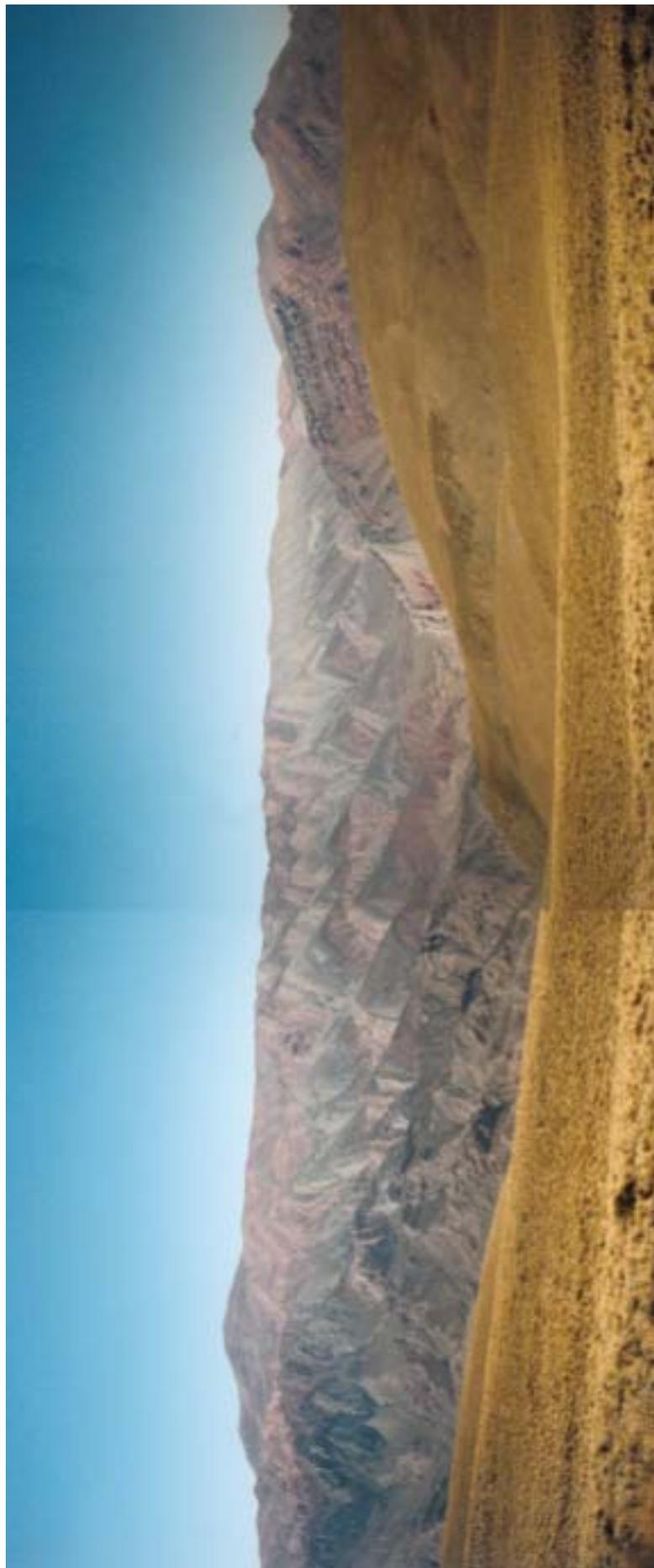


Foto 11: Vista panorámica hacia el SE del pliegue del Horconal, ubicado en la zona tectónica de transición entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas.

estructuras de crecimiento en el flanco posterior del anticlinal. Luego de la última etapa de deformación mencionada, la depresión de Guayatayoc se constituyó en una cuenca de tipo *piggy back* que se desplazó hacia el este, en episodios sucesivos, sobre un corrimiento profundo y emergente (falla Aguilar este).

Pliegues isoclinales (Foto 12); son pliegues apretados de rumbo N-S y buzamiento leve hacia el norte, con planos axiales verticales de alta inclinación al oeste (Hongn, 1992). Las estructuras mayores están acompañadas por un clivaje pizarroso de plano axial continuo penetrativo en las pelitas, y espaciado en los bancos de grauvaca. Una segunda deformación superpuesta tiene rumbo NO-SE e inclinación hacia el SO, y está descrita por Hongn (1992). Esta estructura se observa en varias de las quebradas perpendiculares al río Grande. Esta deformación se desarrolló entre los 600 y 540 Ma, al final del Ciclo Panamericano, entre el Precámbrico superior y el Carbonífero inferior, relacionada con la formación de un orógeno (Omarini y Sureda, 1993).

Pliegues con flancos inversos y normales, deformados por pliegues posteriores de plano axial

subvertical y ángulo entre flancos elevados, que desarrollan un incipiente clivaje de crenulación asociado, se encuentran en las quebradas de Juella y Huichaira.

Plegamiento suave y fallamiento subordinado; que afecta a las sedimentitas eopaleozoicas separadas por una discordancia angular de las unidades más antiguas. Los corrimientos y fallas inversas tienen vergencia al oeste y los pliegues son generalmente asimétricos, con la misma vergencia, producto del diastrofismo Oclóyico (Foto 13).

Corrimientos con dirección de transporte hacia el oeste; involucran exclusivamente a los Grupos Mesón y Santa Victoria y son claramente truncados por las superficies de corrimiento andinas. En las proximidades del volcán del Yacoraite se pueden observar estructuras probablemente oclóyicas que aparecen fosilizadas por los depósitos del Subgrupo Pirgua. Los corrimientos muestran una geometría de apilamiento antiformal con clara vergencia hacia el oeste (Rodríguez et al., 1998). También se observan en la quebrada de la Ciénaga, sobre el trazado antiguo y abandonado de la ruta de Purmamarca a Susques.



Foto 12: Pliegues isoclinales apretados de rumbo N-S con planos axiales verticales presentes en la Formación Puncoviscana.

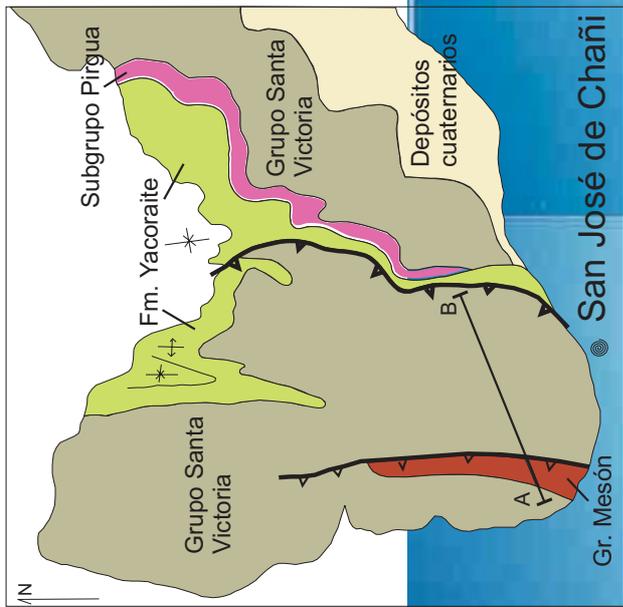
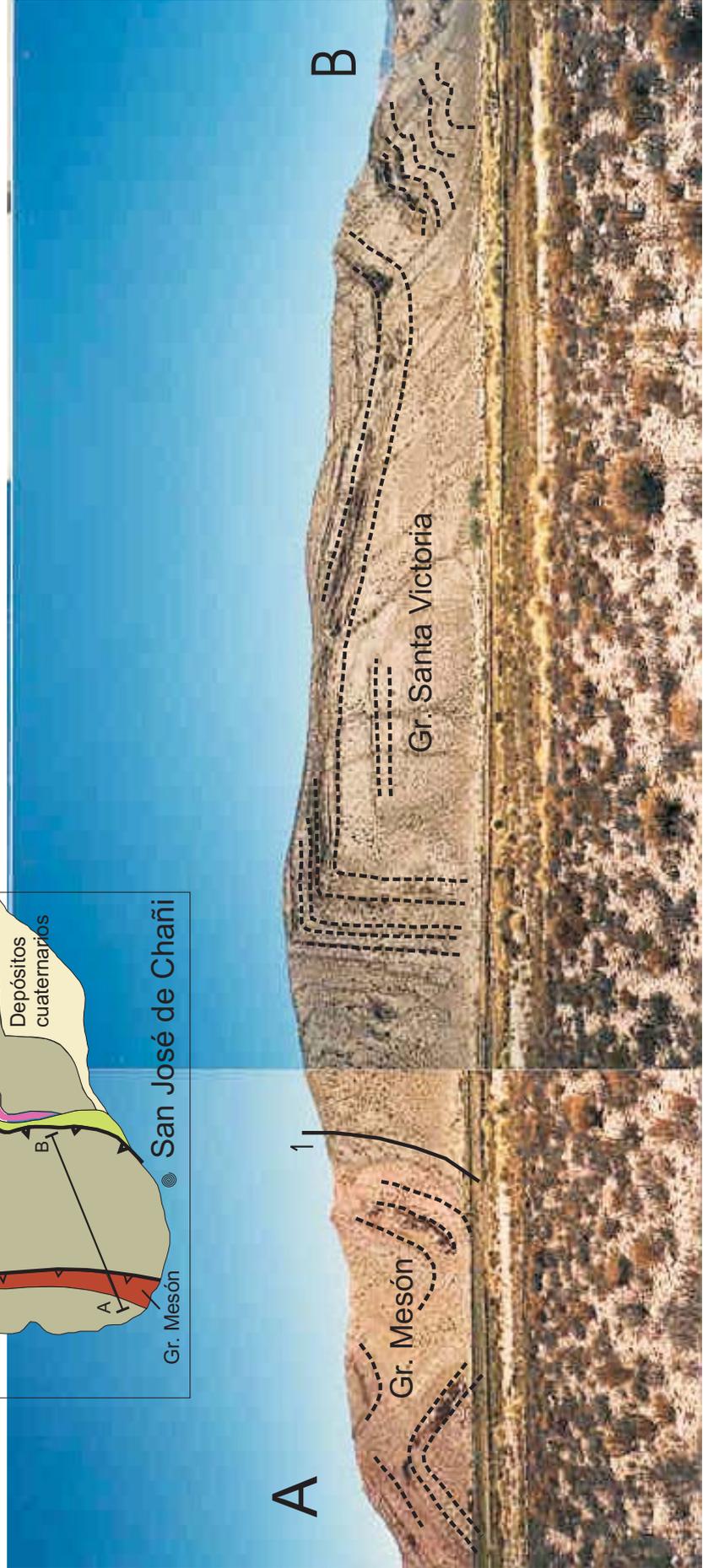


Foto13: Estructuras en el norte del pueblo de San José de Chañi, que corresponderían a la Fase Tumbaya (Tremadociano tardío)



Fallas de desgarre, relacionadas con fallas directas o normales; parecen indicar un contexto cinemático transtensional con extensión ENE-OSO (Marett et al., 1994). Estas estructuras se encuentran en los alrededores de la localidad de Maimará.

Fallas inversas de bajo ángulo con vergencia oriental; son las estructuras más importantes, ya que involucran los acortamientos horizontales mayores (Boll y Hernández, 1986). Tienen geometrías lítricas, sobre las que ejercen un fuerte control las anisotropías estratigráficas. Ejemplos de estas son las fallas Aguilar y Barro Negro.

Fallas inversas de bajo ángulo con aparente vergencia occidental; las características son similares a las anteriores, pero el plano inclina hacia el este (Boll y Hernández, 1986). Es aparentemente opuesto al sistema ándico, y para su generación se plantean dos mecanismos alternativos. El más acertado lo considera un bajo corrimiento. Ejemplos de estas son las fallas de Cajas y Coraya

Fallas de segunda generación o fuera de secuencia; aprovechan, en parte, estructuras anteriores, propiciando el rejuego o la génesis de estructuras nuevas afectando a los sedimentos sinorogénicos de las Formaciones Maimará y Uquía y unidades cuaternarias. Un excelente ejemplo es el descrito por Salfity et al. (1984 a) al sur de Tilcara, en el arroyo Huasamayo (Foto 14).

Pliegues de ambiente subandino; el nudo tectónico de Valle Grande (Baldis et al., 1976) propiamente dicho, ubicado entre los ríos Ledesma y Santa Cruz, está caracterizado por un conjunto de fracturas dispuestas en forma radial y/o periférica a una comarca ubicable en las inmediaciones de la localidad de Valle Grande. Baldis et al. (1976) lo analizan como el punto de apoyo de la palanca que conformaría la sierra de Santa Bárbara y las Sierras Subandinas boreales.

El Sinclinal La Mesada se encuentra entre el arroyo Agua Blanca y el río Santa María, está cubierto por depósitos aluviales y se definió por registro de líneas sísmicas realizadas por YPF (Oliver, 1976).



Foto 14: Vista del cabalgamiento de sedimentos sinorogénicos de la Formación Maimará sobre depósitos cuaternarios, en la margen sur del arroyo Huasamayo.

El Anticlinal del Río Colorado se observa en el río Santa María y está constituido por depósitos de la Formación Jujuy, con inclinaciones moderadas a suaves (9° a 15°). A ambos lados lo marginan fallas meridionales que se estiman de alto ángulo, y en la cabecera de la quebrada de Porongal también se infiere una falla transversal (Oliver, 1976).

El Anticlinal de las Calerías está constituido por sedimentitas terciarias con un eje de rumbo aproximado NNE - SSO, con las dos culminaciones buzantes. Su cierre norte se encuentra bien expuesto en el río Santa María y en las desembocaduras de los arroyos La Mora, El Bananal y La Quinta (Oliver, 1976).

En el límite este de la Hoja aflora una faja meridional de la Formación Agua Negra que constituye el flanco occidental del Anticlinal de Vado Hondo. Según Oliver (1976) esta estructura forma parte del cierre austral de la sierra Baja de Orán. Presenta una longitud aproximada de 6 km y un ancho máximo de 3,4 km. Al sur de esta estructura se describe una falla interpretada como de alto ángulo que lo separa del Anticlinal La Tigra (estas dos últimas estructuras se encuentran ya fuera de la Hoja). El pliegue se observa en el sendero que corre por la margen norte del río Zenta.

El Anticlinal de Río Colorado fue descrito por Fernández Carro (1941). Se trata de un pliegue suave, chato y simétrico, con buzamientos que no pasan de 25° , existiendo una posible asimetría en la parte sur (curvas estructurales de 1200 a 1300 m). En el sector sur se observa una torsión del eje con arrugamiento de las capas, existiendo probablemente una falla, que no se puede comprobar en la superficie pero que no se debe descartar encontrarla en el subsuelo. Se trata de una estructura con cierre de 800 a 900 m correspondiendo a los niveles altos del Terciario superior, y forma parte de una serie de pliegues que se encuentran separados por fallas inversas escalonadas, de rumbo meridional, no siendo posible, en las observadas, establecer rechazo.

La estructura de El Naranjo está ubicada a una distancia de 45 km al oeste - suroeste del Yacimiento Caimancito. Cellini (1973), por sus relaciones geométricas, lo define como una culminación clinoáxica hacia el oeste, con el flanco de mayor gradiente estructural al naciente y arrumbamiento principal 40° NE.

Fuertes et al. (1969) describen la estructura del Volcán Colorado. Comentan que en el río San Lorenzo se presentan fuertes buzamientos al SE en el Terciario Subandino Superior. En las unidades subsiguientes más antiguas los valores dismi-

nuyen y rotan al sur, hasta llegar a un anticlinal asimétrico con fallas de acomodación. Continuando aguas arriba de esa estructura, los buzamientos predominantes son SO y S pero con inclinación del orden de los 25° , para ir aumentando en forma gradual hasta tener 63° SE, en la base de las Areniscas Garganta (Miembro San Lorenzo de la Formación Calilegua).

En el río Las Cañas y antes de llegar a la base de los sedimentos terciarios, Fuertes et al. (1969) observan una dislocación con rumbo aproximado E - O. Aunque es imposible determinar el rechazo por falta de elementos correlacionables a ambos lados de la misma, y su continuidad con el río Valle Grande, evidencia un gran tectonismo. Mencionan también que al norte de la zona de estudio aflora la Formación Yacoraite a más de 4000 m s.n.m. (cerro Hermoso) como así también que en el cerro Calilegua, el Grupo Santa Bárbara se halla a 2900 m s.n.m. Estos valores fueron comparados con los obtenidos en un pozo cercano donde el techo de la Formación Yacoraite se había encontrado a -3400 m, resultando un rechazo de aproximadamente 7500 m, lo cual demuestra la magnitud de la deformación en la región.

En el sector de los arroyos Santa María y Las Calerías, Fernández Garrasino (1975) destaca la presencia de dos sobrecoimientos, sensiblemente paralelos a los ejes de los pliegues y cuyas superficies de falla inclinadas al oeste delimitan una estrecha escama tectónica. Algo similar se puede observar en el ámbito del río Colorado, donde también advierte dos sobrecoimientos subparalelos a la estructura del plegamiento.

Estructuras homoclinales

En las nacientes de los ríos Redondo y Santa Cruz, al noroeste de la serranía La Mesada, Oliver (1976) describe el Homoclinal La Maroma, constituido por varias formaciones con rumbo N-S y capas fuertemente buzantes a verticales, delimitado al este por una falla de gran continuidad.

Serraiotto y Bianucci (1976), al describir los perfiles estratigráficos en los ríos Herrero, Aguas Blancas y Morado, comentan que el perfil ubicado en este último muestra, en sus tramos iniciales, los niveles basales del Subgrupo Pigua con su posición invertida y constituyendo aparentemente el hundimiento norte de una estructura homoclinal no anticlinal, que en ese sector tendría un eje de rumbo aproximado NO - SE. El paquete sedimentario rele-

vado correspondería al flanco oriental. Los valores de buzamiento alcanzan, en forma progresiva, cifras que fluctúan entre 60° y 70°, excepto los obtenidos en las cercanías de la inflexión estructural, donde generalmente superan los 20°. Observaciones similares realizaron en los ríos Aguas Blancas y Herro. En estos últimos comentan la complicación estructural existente, por la presencia de fallas inversas de moderado rechazo. Esta descripción correspondería a la falla de propagación de falla supuesta, asociada a la falla Divisadero - Oroguzú.

EVENTOS TECTÓNICOS Y EDAD

El primer evento tectónico registrado en el área es el producido por la Fase Tilcárica (Turner y Méndez, 1975), entre los 550 y 513 Ma, al final del Ciclo Pampeano, durante el que se generaron fuertes plegamientos asimétricos, isoclinales, con flancos inversos, en las sedimentitas de la Formación Puncoviscana. Según las consideraciones de Aceñolaza y Toselli (1976) provoca la discordancia angular entre el Precámbrico (basamento leptometamórfico – granítico) y el Cámbrico (Grupo Mesón).

El ciclo Famatiniano se desarrolló entre el Cámbrico tardío y el Devónico tardío. El alto gradiente geotérmico, y la extensión regional sobre gran parte del borde gondwánico, produjeron un intenso magmatismo característico de este ciclo, y un metamorfismo de baja presión de mediano y alto grado, que se sobreimpuso al ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1981).

En el suroeste de la Hoja, en los alrededores de San José de Chañi, Moya (1997) observó plegamientos y fallas inversas de orientación N - S con inclinación al oeste atribuidas a la Fase Tumbaya, correspondiente al Tremadociano tardío.

Salfity et al. (1984 b) para el Arenigiano superior – Llanvirniano temprano, hallaron evidencias para distinguir la Fase Guandacol. Postulan que, a partir de esa edad comenzó a tener vigencia la emersión de una delgada faja perteneciente a la Cordillera Oriental, que seguía la línea de las actuales serranías del borde occidental de la quebrada de Humahuaca. A esta fase también se le atribuye el rejuvenecimiento del plutón del cerro Chañi (Moya y Salfity, 1982).

Los últimos movimientos registrados correspondiente al Ciclo Famatiniano, en el Paleozoico inferior (Caradociano superior - Ashgilliano inferior) son los del diastrofismo Oclóyico. La mayor parte de la deformación consiste en plegamientos suaves y

fallamiento subordinado, que afecta a las sedimentitas eopaleozoicas, separadas en discordancia angular de las unidades más antiguas. Los corrimientos y fallas inversas tienen vergencia al oeste y los pliegues son generalmente asimétricos, con la misma vergencia. Las cuarcitas del Grupo Mesón fueron afectadas por flexión - deslizamiento, aprovechando las intercalaciones de pelitas. En cambio, las sedimentitas más incompetentes del Grupo Santa Victoria sufrieron replegamiento de menor radio de curvatura que las cámbricas, por el despegue de éstas últimas respecto de aquellas.

La Fase diastrófica Cháñica provocó el inicio del Ciclo Gondwánico durante fines del Devónico y comienzos del Carbonífero. La única evidencia tectónica en el área está registrada por la angularidad de la discordancia devónico – carbonífera.

La estructuración final de los cordones montañosos y las depresiones actuales se deben a los efectos de las distintas fases del Ciclo Ándico. Presenta una etapa extensional (entre el Cretácico y el Terciario inferior) y otra compresional (entre el Terciario inferior y el Cuaternario). Estos episodios intervinen en la sedimentación del Grupo Salta y unidades más jóvenes (terciarias). Esta orogenia identifica a la Cordillera Oriental y a las Sierras Subandinas como faja plegada y corrida de antepaís.

Las Fases Catanlil y Mirano provocaron la apertura de la cuenca receptora del Grupo Salta, comenzando en el Mesozoico la extensión cretácica con la formación del rift intracratónico (Grier, 1990). Esta fase de rift se caracteriza por la intrusión de granitos, extrusión (en el Subgrupo Pirgua), fallamiento normal N-S y rejuego de fallas antiguas.

Con la Fase Peruana (Movimientos intersenonianos) se reactiva la sedimentación en el Cretácico superior; mientras que la Fase Incaica I pone fin a la tendencia distensiva.

En el Eoceno – Oligoceno, con la Fase Incaica II, comienza la primera fase compresiva que genera fallas de rumbo regional N-S.

Un nuevo acortamiento se produce en el Oligoceno - Mioceno con la Fase Pehuenche.

En los últimos movimientos se produce el emplazamiento de fracturas fuera de secuencia o de segunda generación, que aprovechan, en parte, estructuras anteriores, propiciando su rejuego, o la génesis de estructuras nuevas que afectan a los sedimentos sinorogénicos más recientes (Formaciones Maimará y Uquía y depósitos cuaternarios). Un excelente ejemplo de una de estas estructuras se observa en Tilcara, al sur del arroyo Huasamayo.

El rejuego de algunos de los retrocorrimientos de primera generación, como limitan por el oeste la Cordillera Oriental, explica el actual resalto morfológico de esta unidad morfotectónica sobre la Puna, estimable en unos 500 a 1000 m, según las zonas.

En la Cordillera Oriental se desarrollan pequeñas fallas de desgarre y fallas directas o normales con ellas relacionadas, que parecen indicar un contexto cinemático transtensional con extensión ENE - OSO. Estructuras con estas características se encuentran en los alrededores de la localidad de Maimará.

4. GEOMORFOLOGÍA

En el área abarcada por la Hoja se exhiben geoformas de diversas edades y orígenes (Figura 2). Varios son los factores que condicionaron la geomorfología del área. Uno de ellos está determinado por el marcado gradiente climático, que se caracteriza por condiciones de extrema aridez al oeste y elevadas precipitaciones hacia el este, condiciones que a lo largo del tiempo geológico variaron.

A la variabilidad espacial y temporal de las condiciones climáticas, se le suma el factor estructural, que a través de la evolución tectónica de la región determinó la formación de tres regiones morfoestructurales con estilos estructurales característicos.

UNIDADES MORFOESTRUCTURALES Y FISIOGRAFÍA

La tectónica compresional andina es la causante de la elevación orogénica y la configuración morfoestructural de la región. De esta forma, las características topográficas en sentido E-O están íntimamente ligadas con la estructura geológica regional.

En el área abarcada por la Hoja Geológica se pueden reconocer tres grandes regiones morfoestructurales: la Puna al oeste, la Cordillera Oriental en el centro y las Sierras Subandinas al oriente.

Puna

La Puna se ubica en el sector occidental de la hoja y limita por el este con la Cordillera Oriental. El desnivel que se produce en el límite entre ambas

unidades morfoestructurales (desde 4.500 m a 3.600 m en la Puna) refleja nuevamente la estructura regional profunda. En este caso el resalto es de 500-1.000 m aproximadamente y representaría la retroinclinación de la lámina más occidental de la Cordillera Oriental.

Dentro de la región de la Puna se reconoce la *Depresión cerrada de Guayatayoc-Salinas Grandes*, que se extiende desde Bolivia. En la hoja, esta cuenca limita al oeste con las sierras de Cobres y de Tusaquillas y al este con las sierras de Aguilar y Alta. Es una depresión controlada por fracturas meridianas y se extiende unos 230 km en dirección NNE-SSO (desde Bolivia) y 30 a 40 km en dirección E-O. Actualmente se encuentra a 3.200 a 3.500 m.s.n.m. y es una cuenca endorreica. Sin embargo, en el sector norte de la hoja, la cuenca ha sido capturada por el drenaje atlántico (en Tres Cruces por el río Grande y en La Quiaca por el río Bermejo) y el nivel de relleno sedimentario ha quedado elevado a más de 200 m de altura (en Bolivia).

Cordillera Oriental

En la Cordillera Oriental se registran las mayores elevaciones (mayores a 4.500 m) del área estudiada. Esta región morfoestructural tiene un relieve tectónico característico de una faja plegada y corrida que se origina a partir del emplazamiento de varias láminas de corrimiento con vergencia al oriente y que presentan en muchos casos basamento involucrado. El frente de la primera lámina se sitúa aproximadamente en la sierra de Aguilar, el de la segunda en la quebrada de Humahuaca (Rodríguez Fernández et al., 1998) y la tercera lámina se emplaza al oriente y abarca la sierra de Tilcara, el cordón de Alfarcito y las sierras de Aparzo y de Zenta. El frente de corrimiento de esta lámina limita con las Sierras Subandinas. En dicho límite, el frente de corrimiento deja aflorar las unidades cámbrico-precámbricas, lo que propicia, por razones geométricas, el espectacular salto topográfico de más de 1.000 m entre ambas unidades morfoestructurales.

Estructuras de menor escala, que se desarrollan en la segunda lámina, corresponden a fallas inversas que, buzando al este y al oeste, forman cordones o elevaciones de segundo orden (sierras Alta y de Chañi, cerro Colorado, anticlinal de Sapagua) y depresiones estructurales (quebradas del río Sepultura y de Estancia Grande) (Martín Serrano y Tchilinguirian, 1998).

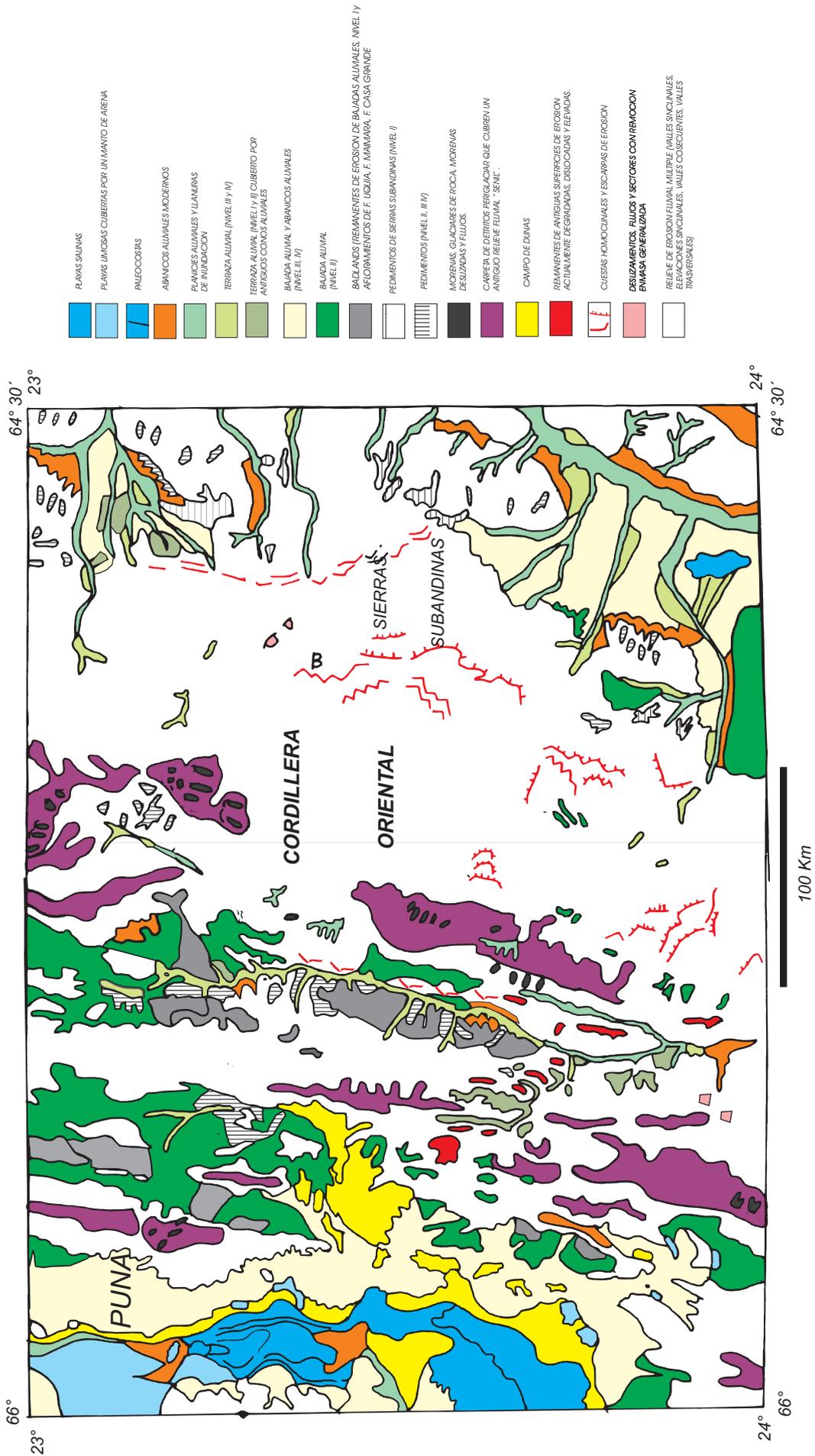


Figura 2: Esquema geomorfológico de la Hoja Geológica Ciudad de Libertador General San Martín

Entre la primera lámina y la segunda se ubica la *Depresión estructural de Aguilar-Casa Grande*. Esta es la porción sur de la cuenca de Tres Cruces, ubicada al norte de la Hoja. Limita al oeste con la sierra de Aguilar (falla Aguilar este) y al este con la sierra Alta, se extiende 20 km en dirección E-O y se encuentra entre los 3.600 a 4.000 m de altura.

Al pie del frente de corrimiento de la segunda lámina se reconoce una importante depresión estructural N-S que se encuentra segmentada por altos estructurales. El segmento sur comprende la depresión tectónica del río Grande, que se extiende entre la localidad de Bárcena y el paraje El Perchel. En este caso, la depresión es de tipo longitudinal y se extiende unos 45 km en sentido N-S y 1,5 km en sentido E-O. Al norte de El Perchel se encuentra el segmento norte, denominado *Depresión de Coctaca-Humahuaca-Huacalera*. Dicha cuenca tiene forma oval y está rellena por sedimentos terciarios pre y sinorogénicos asociados a las dos sierras que la marginan (sierra Alta por el oeste y sierra de Aparzo por el este).

Estructuras menores presentes en la tercera lámina de corrimiento corresponden a fallas inversas buzantes al este. Estas fallas forman cordones montañosos de segundo orden (sierras de Tilcara, de Aparzo, de Zenta, cordón de Alfarcito) y pequeñas depresiones estructurales (depresiones del Horconal y de Alfarcito). La *Depresión de Alfarcito* se dispone paralela al río Grande. Se extiende 50 km en sentido N-S y 10 km en dirección E-O, a una cota de 3.200 a 3.400 m, lo que supone unos 1.000 m de desnivel con respecto a la quebrada del río Grande, situada 5 km al oeste.

Generalmente los sectores cumbrales de dichos cordones coinciden con el afloramiento de las litologías más resistentes a la erosión, como lo son las areniscas silíceas del Cámbrico y en menor medida del Precámbrico. En contraposición, en las depresiones estructurales se ubican sedimentos continentales del Cenozoico, que son menos resistentes a la erosión.

Sierras Subandinas

Esta región morfoestructural se ubica en el sector oriental de la hoja. La morfología de las Sierras Subandinas también está determinada por la estructura a través de la presencia de elongados anticlinales y sinclinales buzantes en sentido norte-sur. A ello se suma la presencia de rocas sedimentarias que ofrecen diversa resistencia a la erosión fluvial. La conjunción de estos dos facto-

res determina el desarrollo de un relieve donde se suceden valles sinclinales, como el del río Grande, y elevaciones anticlinales, como los anticlinales El Naranjo y del Volcán Colorado, o elevaciones homoclinales en sentido N-S, como el homoclinal La Maroma. Hacia el este, las Sierras Subandinas están menos elevadas y consecuentemente menos disectadas por la acción fluvial. Estas elevaciones se las reconoce por conformar bloques asimétricos basculados (lomas del Palmar y San Ignacio) que podrían ser reflejo de una estructura anticlinal en crecimiento.

Dentro del ambiente de las Sierras Subandinas también se reconocen cuencas o depresiones donde aparecen importantes geoformas de acumulación de edad cuaternaria, como las de *Calilegua-Ciudad Libertador Gral. San Martín-Fraile Pintado* y la de los ríos *San Andrés-Redondo-Santa Cruz*.

Clima

La región exhibe un marcado gradiente climático que es controlado por el efecto orográfico, la altitud y la dinámica de los vientos húmedos, los cuales provienen del anticiclón del Atlántico Sur. En la zona occidental, el clima de la Puna es árido y seco, mientras que en el extremo oriental, en las Sierras Subandinas, es húmedo y cálido.

En la Puna el régimen de lluvias es casi exclusivamente estival, las precipitaciones disminuyen sensiblemente de este a oeste y tienen valores menores a 200 mm en el límite occidental de la hoja y de 300 mm anuales en las cumbres de la sierra Alta. La temperatura media anual de la región es de 6°C y existe una amplitud térmica muy elevada. El alto déficit hídrico fomentó el desarrollo de la actividad eólica y la formación de salinas.

A medida que se desplaza al oeste, se asciende en altitud (cumbres de la sierra Alta y Altos de Tilcara: 4.000 a 5.000 m) y la temperatura decrece (región fría y seca de alta montaña). En estos sectores la actividad periglaciaria y glaciaria tiene su máxima expresión. En los valles y depresiones intermontanos la temperatura es mucho más moderada y permite la instalación de actividades económicas. Más hacia el este e ingresando en el centro de la hoja, la precipitación y la temperatura van en progresivo aumento. Por debajo de la cota de 1.800 m comienza a desarrollarse la región selvática tucumano-oranense. En esta región la vegetación es muy densa y de varios pisos, las lluvias son

orográficas y predominantemente estivales (aproximadamente 1.400 mm anuales). Prosiguiendo hacia el oriente y debido a la menor altitud, las precipitaciones vuelven a disminuir progresivamente hasta alcanzar, en el límite SE de la hoja, valores de 700 mm. En esta zona, las condiciones de menor humedad efectiva dejan paso a la presencia de un mayor dominio del ecosistema de monte chaqueño donde la vegetación es más abierta y menos alta.

Este importante gradiente climático sufrió variaciones a lo largo del tiempo geológico, por lo que sectores extremadamente secos en la actualidad se encontraron bajo condiciones climáticas más húmedas y frías en el pasado. La evidencia de estos cambios queda registrada por la presencia de antiguos depósitos glaciales (cumbres de la Cordillera Oriental) y de antiguos niveles de regresión de costas en las salinas Grandes. En conclusión, es común encontrar geoformas relicticas o paisajes con herencias morfoclimáticas, atribuidas a condiciones ambientales pasadas.

PROCESOS Y UNIDADES GEOMÓRFICAS

El modelado del relieve de la región es resultado principalmente del accionar del proceso fluvial bajo un importante control estructural. El proceso fluvial ha presentado características diferenciales en los distintos sectores morfoestructurales y climáticos señalados. Así, en las depresiones semiáridas cerradas es común encontrar geoformas de acumulación (bajadas, abanicos y dunas-barreales-salinas en el sector distal) en continua agradación. En las depresiones semiáridas con drenaje abierto se visualizan preferentemente geoformas de erosión (pedimentos y terrazas), que se encuentran rejuvenecidas por varios ep ciclos de erosión. En las depresiones húmedas de las Sierras Subandinas, ubicadas al oriente de la hoja, las geoformas están básicamente representadas por potentes bajadas aluviales disectadas (atrincheradas), que pasan a ambientes lacustres-palustres y de llanuras de inundación en su sector distal.

En los cordones montañosos de la Cordillera Oriental se observan relieves que son producto del accionar del proceso fluvial y la morfogenia glaciaria (morenas) y periglaciaria (carpetas de detritos). En estas zonas se encuentran, principalmente, las geoformas de mayor antigüedad como los remanentes de antiguas superficies de planación pre-

orogénicas, antiguos relieves fluviales más seniles y antiguos piedemontes degradados y ascendidos tectónicamente. Generalmente estas formas de erosión son fósiles o relicticas y se desarrollaron bajo condiciones ambientales y niveles de base diferentes a los actuales. Las geoformas debidas a la remoción en masa se encuentran ampliamente distribuidas, si bien no alcanzan dimensiones lo suficientemente grandes como para encontrarse representadas a la escala de trabajo. También se observan deslizamientos y flujos densos, asociados a la génesis y desarrollo de los abanicos aluviales y afectando morenas y depósitos coluviales.

En las cuencas altas del sistema de drenaje de la Cordillera Oriental es común encontrar *paisajes de carácter más "senil"* respecto a los sectores más bajos de dicho sistema, donde el proceso erosivo se encuentra muy avanzado. El proceso erosivo fluvial denota varios ciclos de rejuvenecimiento, los que acontecieron en varias etapas evidenciadas por la presencia de varios niveles de terrazas aluviales y de pedimentos, por cambios en el perfil de las pendientes y por haber propiciado los deslizamientos y carcavamientos presentes en los coluvios de dichas pendientes.

En las Sierras Subandinas el modelado fluvial también es predominante, sin embargo ya no se reconocen geoformas relacionadas con la morfogenia glaciaria o superficies de erosión pre-orogénicas. En esta región, en contraposición con la Cordillera Oriental y la Puna, la erosión está algo atenuada por la presencia de una elevada cobertura vegetal y el mejor desarrollo de suelos. Sin embargo, la acción erosiva es muy enérgica debido al clima húmedo de la zona y la escasa consolidación de los sedimentos continentales del Terciario. Los torrentes de barro (corrientes de agua saturadas con arcilla y limo con muchos restos vegetales) constituyen el proceso de remoción en masa predominante en la región (Turel, 1998). En estas zonas, los procesos de remoción en masa, expresados en forma de deslizamientos planares y flujos, también componen un proceso modelador muy importante y que colabora con el accionar fluvial en el modelado del paisaje.

Actualmente en la Puna los procesos eólicos y los esporádicos eventos aluvionales son los agentes más importantes del modelado de la superficie. Debido a la escasa participación de los procesos fluviales y la erosión hídrica, han quedado registrados en el paisaje varias generaciones de pedimentación, niveles de erosión, morenas, deslizamientos y amplias superficies aluviales las cuales actualmente están desproporcionadas en más.

Como resultado del accionar de los procesos geomórficos señalados, se han diferenciado distintas unidades geomórficas, cada una compuesta por una asociación específica de geoformas.

Geoformas derivadas del proceso fluvial sin control estructural

Bajadas aluviales

Bajadas y pedimentos de la depresión de Aguilar-Casa Grande y captura fluvial

La *depresión de Aguilar-Casa Grande* se encuentra rellena por dos bajadas contrapuestas y asimétricas en cuanto a extensión y edad. La bajada que se desarrolla a partir de la sierra de Aguilar presenta pendiente al este y ocupa mayor superficie que la bajada de la sierra Alta, con inclinación al oeste. Se observa que los niveles de bajada más elevados se encuentran en el contrafuerte de la sierra de Aguilar, atestiguando la mayor antigüedad del levantamiento de dicho frente montañoso con respecto al de la sierra Alta, mucho menos disectada por la acción fluvial y con un frente de falla menos sinuoso y recortado.

Tres niveles de bajada se han reconocido en el flanco oriental de la sierra de Aguilar. Los depósitos del primer nivel de bajada no conservan su morfología primaria debido a la fuerte disección fluvial. Esta ha desarrollado un *relieve de badland* que actualmente presenta pendientes regularizadas por sedimentos coluviales. Los depósitos de este nivel se encuentran inclinados al este y corresponden a eventos sinorogénicos con el levantamiento de la sierra de Aguilar.

El segundo nivel de bajada ocupa la mayor parte del relleno de la depresión y conserva mejor su morfología en la localidad de El Aguilar y en el pie occidental de la sierra Alta. Actualmente dicha bajada es afuncional y se encuentra ampliamente disectada en las márgenes del arroyo Yacoraite y sus tributarios, como en el paraje Casa Grande. Los depósitos de esta bajada no están deformados, tienen entre 80 a 70 m de espesor y ahogaron todo el relieve preexistente, salvo las resistentes rocas clásticas y calcáreas del Cretácico que sobresalen en forma de *montes isla o como crestas homoclinales y elevaciones anticlinales*, como el cerro Colorado. Los depósitos están constituidos en el sector proximal por conglomerados que provienen básicamente de la sierra de Aguilar y de las antiguas morenas. Ha-

cia el centro de la depresión, dichos depósitos pasan a facies de arenas y limos laminados, evidenciando la colmatación de una cuenca cerrada (playa) o parcialmente cerrada. Actualmente, el nivel de la antigua bajada se encuentra entre 80 y 100 m de altura con respecto al lecho de los cauces actuales, los cuales transportan gravas y bloques y tienen drenaje integrado al Atlántico. La bajada debe su desarrollo al último ascenso de la sierra de Aguilar y podría comprender edades del Terciario tardío-Cuaternario temprano.

El nivel III corresponde a un nivel de pedimentación que se desarrolla a expensas de los depósitos del nivel II. Presenta un desnivel de 30 a 40 m con respecto al lecho actual del río Yacoraite e inclinaciones y direcciones coincidentes con el drenaje actual. La diferencia existente entre los depósitos de los niveles podría argumentar que el río Yacoraite haya provocado una captura de la antigua cuenca cerrada coincidente con el nivel I.

Las bajadas de la sierra Alta son más pequeñas y solamente se reconocen los niveles II y III. El nivel III se reconoce en la zona más deprimida de la cuenca.

Bajadas y pedimentos del flanco occidental de la depresión salinas Grandes-Guayatayoc desarrolladas desde las sierras Alta y de Aguilar

Se han reconocido varios niveles o generaciones de bajadas que tienen avenamiento a dos grandes playas salinas, la laguna de Guayatayoc (110 km²) y las salinas Grandes (210 km²), ambas ligeramente por debajo de los 3.400 m s.n.m.

En la sierra Alta se reconocieron 4 niveles. El nivel I corresponde a un antiguo pedimento cubierto que se encuentra totalmente degradado por la acción fluvial y cuyos depósitos se encuentran deformados tectónicamente. Los niveles II y III corresponden a una bajada de edad y altura intermedia (60 a 40 m de altura); y el nivel IV corresponde a la bajada actual, más joven y de menor altura (5 m), donde los abanicos son discernibles. Es común que los abanicos aluviales asimilables al cuarto nivel presenten varias generaciones de abanicos telescópicos hacia las salinas Grandes, como resultado de la progradación sobre el ambiente de la playa salina. Esta segmentación puede indicar la existencia de un pulso tectónico reciente, tal como se evidencia por la deformación neotectónica en las partes distales, como en la localidad de Tres Morros, o un cambio

climático que haya implicado un descenso en el nivel de base, tal como lo demuestra la presencia de antiguas paleocostas de las mencionadas salinas. En el flanco occidental de la sierra de Aguilar se han observado solamente dos niveles de agradación asimilables al nivel más joven antes señalado, y remanentes aislados probablemente correspondientes al nivel intermedio.

El desarrollo de los niveles posiblemente se asociaría a pulsos en el levantamiento tectónico de las sierras Alta y de Aguilar. Actualmente, los procesos aluviales están muy atenuados y la acción eólica es dominante, cubriendo el paisaje pedemontano mediante la formación de mantos de arenas o campos de dunas, como el campo de dunas de Portillo Chico o el situado en el extenso abanico aluvial del río Las Burras).

Bajadas y pedimentos de la depresión de Coctaca-Humahuaca-Huacalera

En la depresión de *Coctaca-Humahuaca-Huacalera* también se reconocen piedemontes contrapuestos, provenientes de la sierra Alta ubicada al oeste y de la sierra de Aparzo localizada al oriente.

El nivel de bajada más antiguo se localiza en el pie oriental de la sierra Alta, inmediatamente al oeste de la localidad de Huacalera y al norte de la salida de la quebrada de Yacoraité. Dicho nivel es afuncional y constituye el tope de la sedimentación de un depósito aluvial cuaternario que oportunamente fue descrito en el capítulo de estratigrafía. Actualmente, el nivel se encuentra ascendido 400 a 500 m de altura con respecto al nivel de base local (río Yacoraité) por los corrimientos orientales de la sierra Alta (falla Pucará). Se encuentra levemente disectado, por lo que se reconoce la morfología primaria del nivel, el que inclina al noreste. Antiguamente conformaba un antiguo nivel pedemontano que se desarrollaba al oriente de la sierra Alta desde el cerro Alto Las Minas hasta un poco al norte de la localidad de Humahuaca. Los aportes sedimentarios del depósito y la orientación de la superficie de la bajada no coinciden con el actual drenaje regional de la zona, hacia el sur.

En la parte restante de la depresión analizada no se reconocen bajadas aluviales, sino pedimentos labrados en rocas del Terciario pre y sinorogénico, provenientes tanto de la sierra de Aparzo como de la sierra Alta (ver apartado Pedimentos).

Bajadas del sector oriental de la Cordillera Oriental

Se localizan a la salida de las quebradas de los ríos San Lorenzo, Ledesma, San Andrés, El Naranjo, Redondo y Santa Cruz. Son grandes abanicos coalescentes que presentan pendiente hacia el oeste y una longitud media de 20 km.

Actualmente, los cauces de los abanicos aluviales se encuentran atrincherados a profundidades de 6 a 20 m y se observan, según la cuenca analizada, entre 2 a 5 niveles de terraza. Sobre la superficie de la bajada y las terrazas, es común observar la presencia de antiguos canales fluviales o barras de grava de orden decamétrico que actualmente están cubiertos por sedimentos loésicos. Dichos rasgos fluviales son más notorios en las superficies de edad más reciente (terrazas III, IV y V), donde la morfología primaria se encuentra menos cubierta por los sedimentos loésicos. En el abanico aluvial del río Candelaria se observan grandes paleocauces entrelazados de 10 km de largo que finalizan en una zona palustre cercana al río San Francisco.

El nivel de bajada más antiguo y evidente se lo visualiza al sur del río Candelaria, a la altura de la localidad de Gayacán. En este sector, el nivel se encuentra a 80-100 m de altura con respecto al nivel de base local más próximo (río Candelaria). Actualmente, este nivel se encuentra en proceso de disecación mediante el desarrollo de profundos valles en V.

Planicies aluviales y llanuras de inundación

Las planicies aluviales presentan diferente envergadura y morfología a lo largo de su recorrido. Las planicies de los ríos San Lorenzo, Ledesma, San Andrés, El Naranjo, Redondo y Santa Cruz, ubicadas en el sector oriental de la hoja, denotan un diseño entrelazado posiblemente a causa de la elevada carga sedimentaria gruesa y las amplias variaciones de caudal.

El río San Francisco presenta un hábito meandriforme, con una llanura de inundación que presenta un ancho de hasta 5 km y en la que se reconocen espiras de meandros abandonados e inundados, espiras de meandro, pantanos laterales (backswamp) y albardones. La presencia de menores pendientes y la naturaleza fina (limos, arenas y arcillas) de los depósitos aluviales probablemente sean las causas de dicho hábito.

En la Puna, las planicies aluviales son de hábito entrelazado y muy poco activas. Generalmente la acción eólica re TRABAJA los sedimentos aluviales actuales y los redeposita en forma de nebkas y mantos de arena sin forma. La actual red fluvial pedemontana de la Puna está desproporcionada en más y es herencia de condiciones más húmedas, posiblemente post-glaciares. Las inundaciones, torrentes y la progresiva migración lateral de los canales fluviales son los procesos geomórficos activos más importantes que tienen lugar en estas geoformas.

Terrazas aluviales

Se aprecian de mejor manera en las márgenes de los principales ríos que recorren la hoja. Sus mejores expresiones se observan a lo largo de la cuenca del río Grande y en los valles intraserranos de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas.

Terrazas aluviales de la cuenca del río Grande

En la cuenca del río Grande se identificaron hasta cuatro niveles de terrazas bien definidos. La Terraza I presenta un espesor de 70 a 80 cm y es la más antigua y elevada. Las restantes terrazas (Terrazas II, III, IV) presentan depósitos de menor espesor (5-10 m) y se disponen a menor altura.

El *nivel de la Terraza I* es la superficie cuspidal de un relleno aluvial (filltop) acontecido en el Cuaternario-Terciario tardío. Las mejores exposiciones se observan al oeste de la confluencia del arroyo Huachichocana y la quebrada de Purmamarca, donde tienen una altura de 100 a 80 m. Sobre su superficie se desarrollan suelos pertenecientes al orden de los Paleargides petrocálcicos (secuencia de horizontes: A1, IIB2ca, IIB3ca, IIK), antiguos suelos con horizontes argílicos y petrocálcicos formados bajo condiciones climáticas más húmedas y estables desde el punto de vista geomórfico.

El *nivel de Terraza II* es el de mayor extensión areal de las terrazas observables en la cuenca. Los mejores sectores se localizan en la confluencia del arroyo Purmamarca con el arroyo de la Estancia Grande y a la salida de la quebrada de Purmamarca. El desnivel de la Terraza II con respecto al lecho actual de los arroyos varía a lo largo de la cuenca de drenaje, desde 80 m en la baja cuenca a menos de 5-10 m en la cuenca alta (localidad de Uquía, paraje del Portillo y cuesta de Lipán). Dicho nivel está cubierto por depósitos coluviales de antiguos conos de

deyección provenientes de las laderas inmediatas (ver apartado: Antiguos conos aluviales de la quebrada de Purmamarca).

Terrazas de las Sierras Subandinas

En el sector oriental de la hoja, los niveles de terraza más visibles se reconocen en los ríos Santa María, Colorado, Valle Morado y Sauzalito. En estos casos se reconocieron hasta tres niveles de terraza bien representativos. Generalmente están integrados por sedimentos areno-limosos provenientes de la erosión del Terciario subandino.

Abanicos aluviales

Se reconocieron varias generaciones de abanicos aluviales. Los remanentes de los abanicos aluviales más antiguos se encuentran localizados en tres sectores: a) arroyo quebrada de Coiruro y sur de la localidad de Tumbaya, b) tramo inferior del Arroyo Huasamayo, en Tilcara y c) sobre las terrazas más antiguas (Terrazas I y II) de la cuenca del río Grande. Abanicos actuales y subactuales se encuentran en la confluencia de los arroyos con los cursos principales de la zona.

Antiguo abanico de la quebrada del arroyo Coiruro y antiguos endicamientos del río Grande

El antiguo abanico del río Coiruro se encuentra en la antigua afluencia del arroyo Coiruro con el río Grande. En planta, el abanico ocupa 20 km² con ápice en la quebrada de Coiruro y con proyección hacia el este, donde se encuentra el río Grande. Actualmente el abanico es inactivo y se encuentra profundamente disectado (100 a 150 m) por la acción fluvial. Los depósitos tienen entre 100 a 150 m de espesor, composición conglomerádica gruesa y una estratificación grosera.

Ocupando la margen derecha del valle del río Grande y aguas arriba del paleoabanico, se encuentran 20 a 50 m de sedimentos de composición limo-arcillosa y limo-arenosa con yeso, de origen lacustre. Dichos depósitos guardan un contacto neto con los depósitos del paleoabanico del arroyo Coiruro y se apoyan e interdigitan con antiguas gravas aluviales del río Grande. El depósito lacustre-aluvial se encuentra disectado y actualmente forma una terraza degradada (asimilable a la Terraza I del río Grande) de 50 a 40 m de altura con respecto al actual piso del valle del río Grande. Los sedimen-

tos finos serían resultado de un antiguo endicamiento que sufrió el río Grande producido por el paleoabanico del arroyo Coiruro. Dicho endicamiento habría acontecido durante el desarrollo de la sedimentación de los depósitos que posteriormente formarían la Terraza I (Martín Serrano y Tchilinguirian, 1998).

Antiguo abanico aluvial de Tilcara y evidencias de captura de la depresión de Alfarcito

El antiguo abanico aluvial se encuentra inmediatamente al sur de la localidad de Tilcara. En planta, el abanico ocupa 16 km² con el ápice ubicado en la depresión de Alfarcito y con proyección hacia el oeste, donde se encuentra el río Grande. Debido a esta proyección, obliga al río Grande a desviar su rectilíneo curso norte-sur causando de esta manera una sinuosidad para sortearlo. Actualmente el antiguo cono es inactivo, el depósito que lo integra presenta entre 100 a 150 m de espesor, y está compuesto por cenoglomerados con paleocorrientes y litologías provenientes de la depresión de Alfarcito. El depósito aluvial del antiguo abanico rellena un valle que disecta el frente rocoso oriental de la depresión de Alfarcito. A partir del nivel más elevado, ubicado a 100 a 150 m de altura sobre el cauce actual se reconocen varios niveles. El más elevado se sitúa a 150 m de altura y el más reciente a 30 m de altura con respecto a los actuales cursos de agua.

La captura fue propiciada por el relieve disponible, ya que la *depresión de Alfarcito* se encuentra a 1.000 m sobre la cota actual del río Grande, situado a 5 km al oeste.

El relleno sedimentario de la depresión de Alfarcito está integrado por conglomerados aluviales con aportes provenientes del sector oriental de 50 a 120 m de espesor. La bajada colmató la depresión existente y, actualmente, se encuentra en vías de disección a través de la formación de profundos valles en V, los cuales avanzan en forma retrocedente hacia las cuencas altas de la red de drenaje. Se supone que dicho paleocono es el resultado de la captura, por erosión retrocedente, del importante relleno aluvial de la depresión de Alfarcito y de su integración a la cuenca del río Grande.

Antiguos abanicos aluviales que cubren los niveles de Terraza I y II

En la quebrada del río Purmamarca se reconocieron antiguos abanicos aluviales que cubren los ni-

veles de las Terrazas I y II. También se observan bien a lo largo de la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca, entre El Perchel y la quebrada de Tumbaya. Dichos abanicos están inactivos y se encuentran entre 10 a 200 m de altura con respecto al nivel de base local más próximo. Presentan espesores entre 50 m (lateral del valle) a menos de 1 m (en su parte distal). Se apoyan en forma erosiva sobre 100 a 150 m de sedimentos aluviales de la Terraza I y están compuestos por cenoglomerados oligomícticos procedentes de las laderas inmediatas.

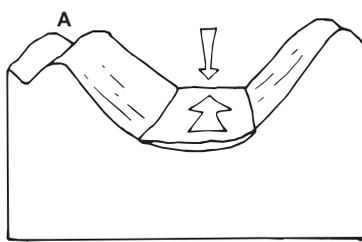
Sin embargo, cabe destacar que actualmente existen zonas donde los antiguos abanicos aluviales continúan activos y no se hallan disectados. Ello es debido a que la erosión regional retrocedente no ha alcanzado la extensión de la totalidad de las cuencas hidrográficas. Tales zonas se localizan en la cuenca alta de la quebrada de Purmamarca, como en la cuenca alta de la quebrada de Sepultura y con la quebrada de Estancia Grande, es decir aguas arriba de las cabeceras de rejuvenecimiento (en el sentido de Thornbury, 1958) más recientes.

Los antiguos abanicos son evidencia de un antiguo relleno del valle por aluvionamiento aportado desde los laterales inmediatos del valle y dominado por procesos de remoción en masa. La etapa final de este relleno conformó un fondo de valle colmatado por abanicos aluviales que integraban dos pequeñas bajadas aluviales contrapuestas y provenientes de laderas opuestas.

Este tipo de relleno sedimentario habría acontecido cuando el sistema fluvial troncal no tenía la suficiente energía de transporte para evacuar todo el material aportado desde los relieves altos aledaños. Esta situación particular acontece cuando el perfil de equilibrio del sistema fluvial troncal se ha desarrollado, hay bajos caudales (clima frío y seco) y las laderas laterales sufren procesos que originan gran cantidad de detritos, en este caso los fenómenos criogénicos y/o el glaciario. El acontecimiento posterior es la profunda disección de los depósitos del cono aluvial debido a varios epiciclos de rejuvenecimiento fluvial hasta conformar el actual paisaje (Figura 3).

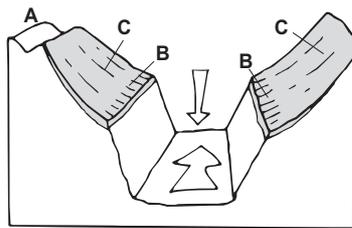
Abanicos aluviales modernos y abanico del arroyo del Medio

Actualmente, junto con las planicies aluviales, son las geoformas más activas dentro de la zona



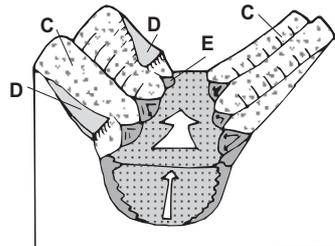
◆ I. ESTADIO I

INSICION PRINCIPAL, EVACUACION DEL DETRITO Y ENSANCHAMIENTO DE LOS VALLES. AL FINAL ESTABILIZACION Y REGULARIZACION DE LADERAS



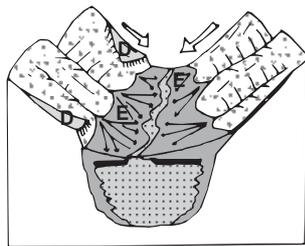
◆ II. ESTADIO II

2da. INSCION, EVACUACION DEL DETRITO Y ENSANCHAMIENTO DEL VALLE DISMINUIDO.



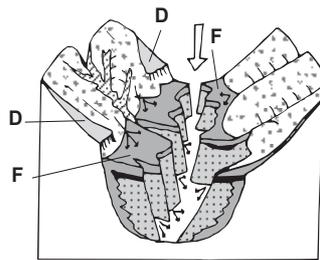
◆ III. ESTADIO III

AGRADACION DEL VALLES CON PAULATINO DECREMENTO DEL TRANSPORTE. ESCASA PROGRADACION DE CONOS ALUVIALES.



◆ IV. ESTADIO IV

COLMATACION DEL VALLE POR LA PROGRADACION DE LOS CONOS ALUVIALES LATERALMENTE Y TRANSPORTE DEL RIO PRINCIPAL DISMINUIDO POR ENDICAMIENTO.



◆ IV. ESTADIO IV

PROFUNDIZACION Y EVACUACION DEL DETRITO Y CARCAVAMIENTO DE LADERAS REGULARIZADAS

PROCESOS

- PROFUNDIZACION
- AGRADACION
- EVACUACION DE LA EROSION
- APORTE LATERAL

DEPOSITOS

- Dep. Aluviales recientes (gravas).
- Dep. Aluviales finos (Arenas, limos aluviales de baja energía).
- Dep. Coluviales modernos (Aglomerados angulosos oligomicticos)
 - a) Facies de Conos aluviales
 - b) Facies de ladera regularizada
- Dep. Aluviales gruesos (Conglomerados arenosos polimicticos)
- Dep. Coluviales antiguos (Carpetas de detritos periglaciares removilizados en laderas).

FORMAS

- A** ANTIGUOS VALLES FLUVIALES SENILES (Antiguo relieve fluvial)
- B** RELLANO DE LADERA SUPERIOR
- C** LADERA REGULARIZADA POR UNA CARPETA DE DETRITOS PERIGLACIAR REDEPOSITADA POR PROCESOS DE REMOCION EN MASA
- D** REMANENTES DE RELLANOS DE LADERA SUPERIOR
- E** CONOS ALUVIALES MODERNO Y TALUDES ACTIVOS
- F** CONOS ALUVIALES ANTIGUOS Y DISECTADOS

Figura N°3: Evolución geomorfológica de la quebrada de Purmamarca

de estudio. En la quebrada del río Grande se ubican en la desembocadura de las quebradas afluentes y son dominadas preferentemente por los procesos de remoción en masa (debris flow). Es común la presencia de albardones dejados por los flujos de detritos y la segmentación telescópica de abanicos, tal como se observa al oeste de la localidad de Maimará.

En el valle del río Grande los abanicos muestran diferente comportamiento según la margen analizada. En la margen derecha, en comparación con la margen izquierda, los abanicos son más extensos y de menor pendiente. Asimismo, los procesos de remoción en masa son de menor magnitud, aunque no despreciables, ya que las cuencas afectan a litologías menos resistentes, como las formaciones Maimará y Uquía.

En el río Grande se destaca el sector del abanico del arroyo del Medio, situado al norte de la localidad de Volcán. Este abanico está dominado por procesos de remoción en masa que provocan el cor-

te reiterado de la ruta 9. El fenómeno ha sido estudiado por numerosos autores (Harrington 1946; González Díaz y Fauqué, 1987; Chayle y Agüero, 1987 y González Díaz *et al.*, 1991), por lo que no será descrito en particular. Varios son los factores que propiciaron el desarrollo y comportamiento de este abanico. La actitud estructural de los estratos en relación con la pendiente, junto con las intensas precipitaciones en las cabeceras actúan como disparadores de los movimientos que evolucionan a debris flows. Por lo tanto son esencialmente movimientos complejos.

Este abanico también ha provocado, en el pasado, endicamientos en el río Grande. Estos han originado una agradación sedimentaria de varios metros de espesor e inundaciones aguas arriba del punto de afluencia. Actualmente el río Grande se encuentra en proceso de incisión de los sedimentos de endicamiento (limos fluviales y lacustres). La incisión, a la altura de Volcán, tiene alrededor de 5 m de

profundidad y avanzó alrededor de 900 m desde el sitio de corte del endicamiento. Dicha incisión ha formado varios niveles de terrazas de erosión que se encuentran con procesos de deslizamientos rotacionales y que constituyen un riesgo para la localidad de Volcán. Aguas abajo del antiguo endicamiento, el río se encaja alrededor de 50 a 80 m de profundidad.

Esta diferencia en la profundidad de incisión del río Grande puede ser evidencia del efecto retardador que originaron los reiterados endicamientos del arroyo del Medio en la migración de la erosión regional retrocedente de dicho río.

Badlands

La acción fluvial sobreimpuesta en todo el ambiente montañoso presenta diferente comportamiento según la litología, el clima y el relieve relativo. De esta forma, en las elevaciones compuestas por sedimentitas terciarias aflorantes bajo el clima semiárido de la quebrada de Humahuaca y Puna, es común visualizar *relieves de badlands*. Estos paisajes presentan las mejores expresiones morfológicas al oeste de las localidades de Maimará y Tilcara, donde se puede observar que las pendientes más elevadas de los badlands se encuentran cubiertas por un depósito coluvial (0,7-2 m de espesor) con un incipiente desarrollo de suelos (A1, Cca). También se han reconocido en sectores de la depresión de Aguilar, en Casa Grande y en la zona al oeste del cerro Colorado. Actualmente los badlands con coluvio están siendo disectados por varios epiciclos de erosión retrocedente.

Geoformas derivadas del proceso fluvial controladas por la estructura

Valles fluviales de la Cordillera Oriental

Los valles de la zona estudiada pueden ser agrupados en dos tipos: a) paralelos a la estructura (longitudinales o de rumbo) y b) transversales a la estructura.

En la Cordillera Oriental los valles de rumbo son de orientación submeridiana. Estos coinciden con los valles tectónicos formados a causa de los corrimientos o con los tramos de las escamas tectónicas donde afloran las sedimentitas poco resistentes del Cretácico, Terciario o del Cámbrico con alteración hidrotermal. Un buen ejemplo de un valle de rumbo se observa en el tramo de la quebrada del

río Grande que se extiende desde El Perchel, al sur de Uquía, hasta el norte de la ciudad de San Salvador de Jujuy. En este tramo el río Grande coincide en toda su extensión con la depresión estructural ubicada entre la segunda y tercera gran lámina de corrimiento descripta anteriormente. Presenta una dirección submeridiana a lo largo de 45 km y es transversalmente asimétrico (margen derecha 1 a 2 km con 20° a 30°, e izquierda 9 a 10 km, con 2,5° a 10°). La asimetría morfológica estaría controlada por la mayor actividad tectónica del frente de corrimiento de la primera lámina de corrimiento, ubicada al oeste. Este frente de corrimiento activo provoca un gran aporte sedimentario que obliga al río Grande a recostarse al oriente. Por otra parte, la presencia de litologías poco resistentes y más friables en el sector occidental con respecto al sector oriental del río fomentó, en cierta manera, diferentes tasas de degradación.

Los valles transversales tienen una orientación este-oeste y los más notorios son la quebrada de Purmamarca, el río Yacoraite y la quebrada de Huichaira. Estos valles se encuentran encajonados hasta 800-1.000 m, lo cual determina las elevadas pendientes en sus laderas. Dentro de ellos es común encontrar niveles de terraza y pedimentos a varias alturas. Es posible que algunos de estos valles sean antecedentes, tal como lo evidencia la existencia de sedimentos aluviales en las cumbres inmediatas que se ubican al sur y norte de la quebrada del río Yacoraite.

Superficies estructurales

Las cuestas homoclinales se expresan en varios sectores de la hoja. En la zona semiárida se las visualiza bien en el faldeo oriental de la quebrada de Humahuaca, a la altura de las localidades de Maimará, Tilcara y Uquía. En este sector las duras rocas del Subgrupo Pírgua y las areniscas resistentes del Cámbrico forman una cuesta de 500 m de altura y con pendientes de 30° a 45° de inclinación. También existen cuestas de menor inclinación (2°-10°) en afloramientos de cuarcitas cámbricas con charnelas sinclinales muy abiertas (interfluvio entre las quebradas de Sepultura y Estancia Grande) o ante la presencia de flancos de anticlinales volcados de edad andina (cumbres de la sierra Alta) En la zona húmeda se visualizan bien en la serranía de Calilegua, al oriente del paraje Pampichuela y en la cuchilla de Piedra Parada, al sur de la hoja.

En este sector las cuestas estructurales presentan alturas que superan los 600 m y están conformadas por rocas calcáreas pertenecientes a la Formación Yacoraite. Generalmente estas cuestas forman parte de los flancos de grandes estructuras anticlinales y sinclinales de orden decakilométrico.

Las escarpas de erosión de las cuestas se observan bien en el flanco oriental de la serranía de Calilegua. El desnivel tiene un rechazo de 500 a 600 m. Este resalto es favorecido por la presencia de contactos entre rocas con diferente resistencia a la erosión (rocas duras del Cretácico en contacto con sedimentos blandos del Terciario). Los principales procesos actuantes en estas zonas, además de la fuerte acción hídrica, son los deslizamientos planares presentes en las cuestas y los deslizamientos en las escarpas.

Geoformas derivadas de procesos poligenéticos

Remanentes de la antigua superficie de erosión degradada y dislocada

Son superficies subhorizontales que se localizan en las cumbres de algunos cordones montañosos. Las superficies están labradas en rocas deformadas del Precámbrico. Los ejemplos mejor conservados se presentan en los cordones montañosos ubicados al sur y norte del tramo inferior de la quebrada de Purmamarca (2.900 m s.n.m.), al norte de la confluencia del río de la quebrada Punta Corral con el río Grande (3.000 a 3.400 m s.n.m.). También se observan en las cumbres que se ubican al oriente de las cabeceras de la quebrada de Estancia Grande (3.800 m s.n.m.). Las superficies se encuentran dislocadas por la orogenia Andina y se hallan muy por encima del nivel de base local y regional. En base a estas últimas consideraciones se intuye que dichas formas se originaron en prolongados lapsos de estabilidad orogénica y en épocas previas al levantamiento andino (pre-Mioceno).

Pedimentos

Pedimentos de las depresiones de Cordillera Oriental

Los más visibles se presentan sobre la margen izquierda del río Grande, entre el arroyo Purmamarca y la localidad de Humahuaca. En estos sectores se

reconocieron tres niveles de pedimentación sobre las sedimentitas de las formaciones Uquía y Maimará. El nivel más antiguo se encuentran a 200-150 m de altura y los más recientes entre 20 a 30 m de altura con respecto al nivel de los cauces. Sin embargo, el desnivel aludido varía a lo largo de la cuenca del río Grande, siendo más elevado en la cuenca inferior.

Los niveles jóvenes se ubican preferentemente en el sector distal del piedemonte y en la cuenca alta del río Grande. Se forman a partir de la degradación de los niveles más antiguos y su cabecera se desarrolla a partir de fallas con evidencias neotectónicas (bien notorio al oeste de la localidad de Humahuaca). Los niveles más recientes se correlacionan con las terrazas aluvial I y II del río Grande.

La formación de estos niveles está relacionada con eventos de estabilidad geomórfica durante la etapa orogénica.

Pedimentos en las Sierras Subandinas

En las Sierras Subandinas se observan dos pedimentos de diferente edad relativa.

Los más antiguos se ubican en las cumbres de las Sierras Subandinas. Se evidencian por conformar niveles que arrasan las sedimentitas continentales cenozoicas. Los niveles se disponen de 300 a 250 m de altura con respecto al lecho de los cauces y tienen una suave inclinación hacia el oriente. Actualmente se los distingue en escasos sectores debido a que la acción fluvial los ha degradado intensamente. En algunos sectores solamente se los puede reconocer a partir de la concordancia de cumbres de los afloramientos terciarios. Su edad es previa a la estructuración de las Sierras Subandinas (pre-Plioceno superior).

Los pedimentos más jóvenes se localizan en las márgenes de los valles. Son pedimentos de flanco que responden al nivel de base de la actual red de drenaje. Actualmente se reconocen hasta dos o tres niveles que pedimentan sedimentos del Terciario subandino. Son de edades post-pliocenas (sincrónicos con la estructuración de las Sierras Subandinas) y se forman durante los períodos de estabilidad tectónica.

También hay pedimentos coincidentes con los flancos de sinclinales (flanco del sinclinal de La Mesada) o en las laderas de las elevaciones de las Sierras Subandinas (lomas Coloradas, loma San Ignacio, sector sur de la serranía del Socabón). Actualmente estos niveles están disectados por la acción fluvial y quedan mejor preservados en las cuencas altas de la red de drenaje. Su desarrollo

coincide con eventos de tranquilidad tectónica durante el crecimiento de las estructuras anticlinales de las Sierras Subandinas y son de edad post-Plioceno.

Formas derivadas del proceso glacial y periglacial

Morenas, morenas removilizadas y glaciares de roca

Estas formas son relicticas y se localizan, en forma muy restringida, en las cumbres de la Cordillera Oriental. Representan formas del paisaje que se generaron durante climas más fríos que los actuales, debiéndose acotar al respecto que el último máximo glacial tuvo lugar en el Pleistoceno superior. Los factores que promovieron la presencia de la acción glaciaria fueron la existencia de relieves de gran altura y el efecto orográfico que producen vientos húmedos provenientes del anticiclón del Atlántico. Sin embargo, la escasa extensión areal de las geoformas y depósitos glaciarios podría hacer suponer que durante el Pleistoceno tardío la Cordillera Oriental no era muy elevada.

En los sectores de la Puna, la glaciación fue más exigua con respecto a la Cordillera Oriental, debido a que allí existió un clima más seco y árido durante la mayor parte del Cenozoico.

Actualmente estas geoformas se encuentran en proceso de degradación, ya sea por la disección fluvial retrocedente o por los procesos de remoción en masa que a ellas se relacionan.

Otras características ligadas a estas geoformas se enumeran en el capítulo correspondiente al Cuaternario de la presente memoria.

Carpeta de detritos periglacial (superficies de crioplanación)

La carpeta de detritos periglacial se ubica en las cumbres y laderas más elevadas de los cordones montañosos. Generalmente se encuentra por encima de los 4.000 m de altura. El sedimento que integra la cobertura está integrado por 1 a 15 m de cenoglomerados con elevada matriz y con clastos de formas angulosas que se apoyan de manera erosiva sobre el subyacente. Conforman taludes que suavizan la topografía irregular de las pendientes. Es común encontrar varias generaciones de talud (al menos 5 generaciones). Las más recientes se desarrollan a expensas de las más antiguas ubica-

das a mayor cota. Los taludes más antiguos suelen presentar terrazas de gelifluxión y desarrollo edáfico de horizontes cámbicos y cálcicos, en tanto que los taludes más jóvenes constituyen un redepósito coluvial de los depósitos de talud más antiguos y no conforman, por ende, verdaderas superficies de crioplanación.

Actualmente la cobertura detrítica señalada se encuentra en proceso de degradación. Las formas de degradación más comunes son los profundos surcos de erosión y la remoción en masa (deslizamientos y conos de talud). A causa del rejuvenecimiento fluvial, la degradación de la carpeta detrítica se ubica preferentemente en la parte inferior de las laderas o en las cuencas bajas, donde la erosión regional retrogradante está más extendida. El gran aporte originado por la erosión de estos sedimentos, junto con las elevadas pendientes, son dos factores importantes en la formación de numerosos debris flows durante las intensas y localizadas lluvias.

La génesis de estas formas y depósitos se encuentra vinculada a la existencia de condiciones periglaciares y fundamentalmente a procesos de crioclastismo acontecidos en los períodos glaciares. Igarzábal (1981), para la zona de la cuenca superior del río Juramento, hace referencia a la existencia de un sistema glaciolítico dominado por el accionar de procesos criogénicos con características afines a las del sector considerado en la presente contribución. Es probable que la acción criogénica haya sido más importante durante el Neoglacial.

Formas derivadas del proceso eólico

Campos de dunas y mantos arenosos

Las geoformas eólicas se hallan preferentemente en la depresión de salinas Grandes-Guayatayoc. Los campos de dunas más importantes se localizan en la parte distal del abanico de la quebrada de Las Burras (Igarzábal y Rivelli, 1996) y en la zona de Portillo Chico. Entre los factores que propiciaron el desarrollo de estos grandes campos de dunas se mencionan: la extrema aridez, la elevada disponibilidad de material aluvial arenoso y la existencia de extensos relieves abiertos que favorecen el accionar del proceso eólico.

En la zona de Portillo Chico se encuentra el mayor campo de dunas del área de estudio. Ocupa una superficie de 45 km² y está formado por un núcleo

de dunas barjanoides de crestas sinuosas rodeado por un manto arenoso con nebkas (montones de arena) y dunas parabólicas vegetadas. El campo de dunas barjanoides prograda hacia el este y trepa parcialmente las laderas occidentales de la sierra Alta. El movimiento de arena llega a pasar la sierra y se redeposita junto con los depósitos coluviales en la cuesta de Lipán, a la altura de Portillo. La orientación de las citadas dunas barjanoides sugiere vientos predominantes del SO.

Se supone que el accionar eólico ha actuado principalmente tras el marcado incremento en las condiciones de aridez ocurrido tras el Tardiglacial, que implicó prácticamente la inactividad de la red fluvial pedemontana y la desecación de los cuerpos lacustres de Salinas Grandes y Guayatayoc. Probablemente la acción eólica haya menguado su intensidad durante el Neoglacial, sin embargo, constituye uno de los principales procesos en la depresión en la actualidad.

Geoformas derivadas del modelado lacustre

Playas salinas y paleocostas

Los salares y playas salinas se ubican en las cuencas cerradas de la Puna (Alonso et al., 1984; Igarzábal, 1984, 1991).

La depresión Salinas Grandes-Guayatayoc es un cuerpo de agua abandonado que ocupa una extensión de más de 70 km de largo por alrededor de 35 km de ancho. Actualmente el cuerpo de agua se encuentra restringido a unas pequeñas lagunas. La salina presenta una costra de sales, donde se forman polígonos por la desecación, que marginalmente pasa a una playa de composición limo-arenosa cubierta por arenas eólicas. En la desembocadura de los ríos Miraflores y de las Burras se formaron amplios abanicos de sedimentos areno-limosos que progradan sincrónicamente con la reducción del espejo de agua.

Los niveles de agua fluctuaron en numerosas oportunidades durante el Cenozoico superior, tal como queda evidenciado por la presencia de numerosos niveles de costa antiguos (cordones litorales), observándose una marcada tendencia descendente a partir de la última glaciación.

EVOLUCION GEOMÓRFICA EN RELACIÓN CON LA TECTÓNICA Y EL CLIMA

Las cumbres de la Cordillera Oriental se toman como el punto de partida para el análisis de la evolución geomorfológica de la región. El aspecto senil

de casi todas las cumbres montañosas, hoy día elevadas por encima de los 4.000 m, debe implicar la existencia de una etapa de madurez con elevaciones moderadas y sometidas a condiciones geotectónicas de cierta estabilidad, sin duda muy diferentes a las actuales, con probabilidad de edad preorogénica, o pre - fase Quechua. El progresivo desarrollo de la estructuración a lo largo de esta fase (Mioceno; Vandervoort et. al., 1995) determinó el desplazamiento del frente de corrimiento de la cordillera hacia el oriente.

La evidencia de los desplazamientos se observa a través de la imbricación de varias láminas, fallas fuera de secuencia y retrocorrimientos. Esta evolución, junto con la fase Diaguíta (Plioceno tardío-Pleistoceno) marcó la elevación de la Puna y la Cordillera Oriental hasta su posición altimétrica actual. Asimismo, provocó que el relieve disponible aumente su desnivel en el sector oriental y central de la hoja y que progresivamente, a lo largo del Neógeno tardío-Cuaternario, migre hacia el oriente.

El emplazamiento de cada lámina formó ambientes de foreland y piggy back que fueron colmatados por depósitos pedemontanos terciarios y cuaternarios y que evolucionaron hasta formar paisajes maduros (pedimentos agradados y bajadas con playas en su parte distal). Algunas de estas depresiones constituyeron cuencas cerradas en el Terciario (depresiones de Tres Cruces y Cianzo) o en el Terciario-Cuaternario (depresión de Aguilar-Casa Grande).

Al mismo tiempo, dentro de cada lámina de corrimiento se desarrollaron estructuras de mayor escala que originaron cordones montañosos y depresiones, como los valles de las quebradas de Sepultura y de Estancia Grande, la depresión de Alfarcito y el valle de la quebrada de Punta Corral.

A medida que la estructuración andina progresaba en su desarrollo, la cuenca del río Grande fue integrando por captura las mencionadas depresiones y/o cuencas cerradas. Tal es el caso de la integración de la antigua depresión cerrada de Aguilar a partir de la captura realizada por erosión retrocedente del río Yacoraite, integrante de la cuenca del río Grande. Ello explicaría la presencia de sectores donde los rasgos del actual paisaje juvenil provocados por la captura fluvial (valles en "v", badlands, pedimentos de flanco, deslizamientos en escarpas) se superponen a paisajes más antiguos y más maduros (antiguos niveles de bajada aluvial).

De esta forma, el modelado de la Cordillera Oriental está determinado por la incisión y adapta-

ción de los diferentes ríos a medida que se elevaba la cordillera y se originaban capturas. Ello dio como resultado la profundización regional de la red de drenaje ante el levantamiento orogénico.

Las edades de la imbricación de las láminas son inciertas, sin embargo, teniendo en cuenta la edad de los sedimentos terciarios sinorogénicos y el estado erosivo de los frentes montañosos según los criterios morfométricos tomados por Bull y Mac Fadden (1977) y Bull (1986), se podría argumentar que la sierra de Aparzo, cuyos depósitos de piggy back corresponden a la Formación Uquía, se habría elevado con antelación a la sierra Alta, cuyos depósitos de foreland corresponderían a la Formación Maimará. Posteriores reactivaciones de la sierra Alta durante la fase Diaguita, en el Plioceno tardío-Pleistoceno, generaron nuevos depósitos de foreland (nivel I de bajada aluvial) que indicarían un frente de cabalgamiento cada vez más cercano. Posiblemente ligado con este último movimiento se habrían originado los depósitos del nivel I de bajada que se ubican al oeste de la sierra Alta.

Los retrocorrimientos rejuvenecen los frentes orogénicos y determinan la aparición de nuevas geoformas pedemontanas en sectores con geoformas más antiguas. Ejemplo de ello podría suceder en el flanco occidental de la sierra Alta, donde los niveles II y III podrían corresponder a este evento.

En el caso de la sierra de Aguilar, los depósitos del nivel I de la cuenca de Casa Grande corresponderían a los depósitos pedemontanos sinorogénicos de la sierra. Posteriores levantamientos, posiblemente ligados al retrocorrimiento de la falla Aguilar oeste, habrían deformado los antiguos piedemontes y formado nuevos niveles (Nivel II).

Geoformas posteriores a la última gran fase orogénica (fase Diaguita) y originadas durante tranquilidad tectónica corresponderían a los niveles de pedimentos (nivel I) y de terrazas aluviales (nivel I).

La progresiva migración del frente orogénico hacia el oriente determinó la estructuración de las Sierras Subandinas. En esta zona, el nivel I de pedimento constituye la geoforma más antigua de esta región y representa un evento de tranquilidad orogénica previo a la estructuración principal de la zona. Las sierras anticlinales, valles sinclinales y bajadas aluviales son morfoestructuras y geoformas sinorogénicas con la estructuración (post-pliocenas). La presencia de varios niveles de bajada (en depresiones abiertas) y pedimentación (en valles) por debajo del nivel I que responden a una red de drenaje

que progresivamente se profundiza, aclara que dicha estructuración aconteció en etapas.

Durante el Cuaternario y aún en tiempos recientes la actividad neotectónica ha sido importante (Salfity et al., 1984 a; Cortés et al., 1987) como por ejemplo en las zonas de Tilcara, Abra Pampa y en los bordes de la depresión Salinas Grandes-Guayatayoc, en las que están afectados depósitos de bajada cuaternarios. La reactivación del corrimiento principal que controla el desarrollo de la quebrada del río Grande ha afectado tanto a los sedimentos pliocenos como a los cuaternarios. Asimismo, la neotectónica afectó a los niveles de pedimentos localizados al norte de la quebrada del río Grande, a la vez que pudo haber actuado como factor disparador de fenómenos de remoción en masa.

Respecto de las variaciones climáticas ocurridas en la región desde comienzos del Plioceno, estas fueron controladas por la presencia de las diferentes glaciaciones documentadas para la región de los Andes Centrales (Clapperton, 1991) y por la interferencia realizada por los frentes montañosos respecto a la circulación atmosférica global. Así, tal como se dijo en el apartado precedente, la diferencia entre la presencia de glaciaciones pliocenas en Bolivia y la ausencia de ellas en el noroeste argentino, podría deberse a que los diferentes cordones serranos no habrían alcanzado las alturas necesarias para desarrollar los glaciares. Tal situación ya ha sido señalada en forma general por Clapperton (1991). Asimismo, la desigual distribución de los glaciares en los diferentes cordones montañosos podría deberse a que estos cordones habrían alcanzado sus máximas alturas en forma desfasada, y por lo tanto interfirieron de distinta manera a los vientos húmedos procedentes del este (efecto de barrera orográfica).

En líneas generales, todos los autores coinciden en señalar la existencia de un marcado correlato entre los avances glaciarios en los Andes Centrales y Altiplano y la existencia de condiciones climáticas más húmedas y frías que las actuales para los sectores de los bolsones de la Puna y Norte Grande de Chile. Estas condiciones resultarían en un generalizado ascenso de los niveles de los lagos de la región. Las variaciones de los niveles de costa de los lagos antiguos y actuales, debidas a cambios climáticos, son un fenómeno generalizado en la Puna. Es probable, según lo planteado por algunos autores (ver en Grosjean y Núñez, 1994) que no necesariamente se produzca un marcado ascenso en los valores de

precipitaciones durante estos períodos, ya que con una disminución significativa de las temperaturas aumentan considerablemente las condiciones de humedad, al descender marcadamente los valores de evapotranspiración.

Estas condiciones de mayor humedad, o la fusión glaciaria, podrían tener su correlato con los diversos eventos de agradación pedemontana (nivel IV de bajada aluvial en la Puna; nivel I de terraza en la quebrada de Humahuaca, nivel I del sur de la localidad de Gayacán), sin que esto implique dejar de lado el papel central jugado por la secuencia de levantamiento orogénico de cada cordón. El posterior aterrazamiento observado en los abanicos aluviales de la Puna podría correlacionarse con descensos de los niveles de los lagos por un empeoramiento climático. De todas formas, no se descarta que pueda existir cierta correlación entre los niveles pedemontanos antiguos reconocidos en diferentes sectores e incluso con los depósitos sinorogénicos terciarios y los avances glaciarios en los Andes Centrales, ya que la coincidencia temporal es sugestiva.

Igarzábal (1991) señala la existencia de un marcado desecamiento en toda la región a partir del Tardiglacial y, particularmente, con posterioridad a los 8.000 años. Tal situación ha sido también señalada por Grosjean y Núñez (1994), Baied y Wheeler (1993) y Fernández et al. (1991) para distintos sectores de la región. Este marcado desecamiento y aumento de la temperatura condujo a un descenso a niveles mínimos de los cuerpos de agua de la Puna. En la zona estudiada ocasionaron prácticamente el abandono de la red fluvial. En consecuencia se generalizó el accionar del proceso eólico a expensas del material de los abanicos aluviales, formándose grandes campos de dunas, como en la zona de Portillo Chico. Finalmente, durante el Neoglacial mejoraron ligeramente las condiciones, teniendo lugar la reactivación de los cursos fluviales, de las bajadas y la pedogénesis.

En contraposición, la región de las Sierras Subandinas, al encontrarse en una zona transicional con un clima mucho más húmedo, probablemente haya estado menos influenciada por las fluctuaciones antes señaladas, jugando probablemente un papel excluyente la evolución tectónica.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la región, cuya síntesis se reseña en el cuadro 4, comienza en el

Proterozoico superior con la depositación de potentes espesores de sedimentos en una cuenca marina. Esta cuenca corresponde a una extensión cratónica que generó un mar de relativa profundidad. La sedimentación fue principalmente arenarcillosa (Formación Puncoviscana) con aportes calcáreos (Caliza Volcán) e intervención de efusiones de rocas ultrabásicas (quebradas de Queta Cara y Yacoraite).

Los movimientos de la fase Tiltárica (550-513 Ma) interrumpen la sedimentación y dan lugar a un intenso magmatismo pampeano (Formaciones Quetsera y Chañi).

En el Cámbrico tardío se genera una cuenca de sedimentación marina somera correspondiente al Grupo Mesón, con la que se inicia el Ciclo Famatiniano. Se generaron allí potentes depósitos que se acumularon durante una etapa de estabilidad tectónica. El área de la cuenca estuvo limitada al oeste por el cratón de Arequipa – Antofalla, al este por el terreno Pampeano y al sur por el lineamiento del Toro. Los movimientos distensivos de la fase Irúyica interrumpieron la acumulación.

La cuenca siguió evolucionando durante el Ordovícico inferior, extendiéndose hacia el este sobre el terreno Pampeano. La mayor distribución motivó que los depósitos ordovícicos clásticos estén presentes en Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. Esta cuenca está representada por el Grupo Santa Victoria e influenciada por la posición del Alto de los Cobres y el Umbral de Lipán (áreas elevadas en esta edad). En este mar interior se desarrolló una abundante fauna (braquiópodos, trilobites y graptolites).

Luego de una serie de transgresiones marinas, en el Tremadociano superior, la fase Tumbaya provoca fenómenos eruptivos en la Puna oriental. En el Arenigiano inferior – medio se produjo la mayor transgresión y se generaron importantes eventos magmáticos.

Durante el Arenigiano medio – superior los efectos de la fase Guandacol pudieron producir rejuvenecimiento de algunos cuerpos graníticos como el de Chañi, que formaba parte del Umbral de Lipán.

La fase Oclóyica (Ashgilliano) genera la discordancia erosiva Oclóyica que divide los depósitos del Grupo Santa Victoria de los de la Formación Lipeón. Para esta época, el arco Púnico separa la cuenca Paganzo – Puna, de la cuenca Tarija este.

El mar silúrico y el ambiente costero - fluvial del Devónico están representados en las Sierras Subandinas por potentes espesores de sedimentitas

		UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	LITOLOGÍA	AMBIENTE	FASES DIASTRÓFICAS	
CENOZOICO	Cuaternario	Depósitos aluviales, glaciares, eólicos, de terrazas, lacustres, de playas y salinas		Arenas, limoarcillas, conglomerados, etc.		
		Formación Uquía		Areniscas, conglomerados y arcillitas con intercalaciones de niveles piroclásticos.	Continental	Diaguíta
	Neogeno	Formación Maimará		Areniscas y conglomerados	Continental	
		Formación Jujuy		Areniscas y pelitas con intercalaciones de niveles piroclásticos.	Continental	Quechua II
		Formación Agua Negra		Areniscas calcáreas con intercalaciones de limolitas y arcillitas	Continental	Quechua I
		Formación Calilegua	Miembro San Lorenzo	Areniscas cuarzosas	Continental	
			Miembro Valle Grande	Areniscas cuarzosas, limolitas y arcillitas	Continental	
	Paleogeno	Formación Río Grande		Areniscas y conglomerados	Continental	Incaica / Pehuenche
		Formación Casa Grande		Conglomerado y areniscas	Continental	
		Grupo Salta	Subgrupo Santa Bárbara		Areniscas margosas, limolitas, arcillitas y margas	Continental
Subgrupo Balbuena			Areniscas calcáreas, calizas oolíticas y estromatolíticas, margas y pelitas	Continental con influencia marina	Peruana	
Subgrupo Pirgua			Areniscas rojizas, limoarcillitas y conglomerados	Continental		
MESOZOICO	Formaciones Aguilar y Abra Laite		Granito alcalino	Intrusivo		
	Formación Tusaquillas		Monzogranito porfiro granítico, granito muscovítico	Intrusivo	Catanlil - Mirano	
	Formación Fundición		Granito calcoalcalino hornblendífero	Intrusivo		
	Formación Río Piedras		Filón alnoítico ultrabásico			
PALEOZOICO	Carbónífero	Grupo Mandiyutí		Areniscas y conglomerados	Glacimarinodeltaico	
		Grupo Macharetí		Tilitas y areniscas	Glacimarinodeltaico	Chánica
		Formación Baritú		Grauvacas	Marino	
	s.-D	Formación Lipeón		Areniscas y arcillitas	Marino	
		Formación El Moreno		Pórfiros dacíticos	Subvolcánico	Oclóyica - Guandacol
	Ordovícico	Grupo Santa Victoria		Areniscas lutíticas, lutitas y lutitas margosas	Marino	Tumbaya
		Grupo Mesón		Areniscas silicificadas	Marino	Tilcárca
		Formación Chañi		Granito calcoalcalino biotítico	Intrusivo	
		Formación Quesera		Plutonitas y rocas filonianas graníticas, brechas de intrusión y diques	Intrusivo	
		Calizas Volcán		Calizas y calizas dolomíticas	Marino	
PRECÁMBRICO	Formación Puncoviscana		Sedimentitas metamorizadas en facies de esquistos verdes. Pizarras, filitas y metagrauvacas.	Marino		

Cuadro 4: Síntesis de la estratigrafía y evolución geológica de la región abarcada por la Hoja 2366-IV, Ciudad de Libertador General San Martín.

que tienen extensión regional en esta provincia geológica (Formaciones Lipeón y Baritú).

En el Paleozoico superior se inicia el ciclo Gondwánico durante el final del período de acreciones continentales, que culmina con la formación del supercontinente Pangea. Esta etapa de la historia geológica presenta tasas de subsidencia muy bajas, vulcanismos poco activos y se puede separar en tres episodios. El primero compresivo, el segundo de tranquilidad tectónica, y el último distensivo.

Al principio de este ciclo se genera la fase Cháñica, que pone fin a la sedimentación siluro-devónica. Se produce un cambio en el ambiente sedimentario, comenzando la sedimentación continental. Además se generan profundos cambios climáticos, evidenciados en las Sierras Subandinas, representados por sedimentitas glacialmarinas de edad carbonífera (Grupos Macharetí y Mandiyutí). Estas colmataron profundos valles e iniciaron el relleno de la cuenca Tarija, generada por subsidencia térmica cuando finaliza la fase Cháñica. A esta fase también se asocian las rocas ultrabásicas de la Formación Río Piedras.

Entre el Silúrico y el Jurásico superior inclusive, la Puna y la Cordillera Oriental conformaron una comarca elevada ya que no se registra depositación.

Entre el Jurásico inferior y el Cretácico inferior se intruyeron los cuerpos granitoides de las formaciones Fundición, Tusaquillas, Aguilar y Abra Laite.

A fines del Jurásico, movimientos distensivos (Fase Araucana) que provocaron el desmembramiento de Gondwana, motivaron la finalización del Ciclo Gondwánico, y el inicio de la cuenca del Grupo Salta.

Los grabenes intracontinentales fueron rápidamente rellenados por depósitos continentales (conglomerados y areniscas rojas) correspondientes a facies sinrift, en el Cretácico inferior.

Luego, a finales del Cretácico se depositaron calizas, lutitas, bancos de estromatolitos y sedimentitas epiclásticas que indican la evolución de ambientes costero-lacustres, a fluviales, fluviales meandriiformes y de planicies fangosas de facies de postrift.

En el Terciario (Paleoceno-Eoceno medio) en un ambiente litoral continental se depositaron arcilitas, fangolitas y pelitas. En la etapa compresiva de la fase Incaica (48Ma) quedó interrumpida la sedimentación del Grupo Salta con un período de ascenso y erosión en la región.

Ya en el Neógeno se inició un período de subsidencia suave y de depositación de sedimentitas continentales en las Sierras Subandinas y parte de la Cordillera Oriental por el Grupo Orán o sus equiva-

lentes, de edad Mioceno medio a Pleistoceno bajo. Este grupo está representado por una secuencia psamítica-pelítica en su parte inferior y otra de composición psamítica-conglomerádica en la superior.

La historia reciente del paisaje revela la acción de procesos fluviales, eólicos y de remoción en masa. La acción eólica se observa en la Puna, mientras que la fluvial es más importante al este, en las Sierras Subandinas, en los ríos Grande, San Lorenzo, San Andrés, San Francisco y Ledesma, que retrabajaron las sedimentitas formando distintos niveles de terrazas sobre las amplias llanuras aluviales, al este de la hoja. Las zonas más altas, que no fueron afectadas por la erosión fluvial, han sufrido los efectos de la erosión eólica y glaciaria.

6. RECURSOS MINERALES

Entre los recursos mineros ubicados en las distintas comarcas comprendidas en la Hoja Libertador General San Martín, aparecen, tanto en lo que respecta a minerales metalíferos como a minerales industriales, distintas minas, manifestaciones e indicios de mineralización, de distintas características, tipos y orígenes, cuyas principales características se resumen en el cuadro 5. De todos ellos, el depósito de plomo-zinc de El Aguilar, localizado en la sierra homónima, se destaca ampliamente por su magnitud y por la envergadura de la operación minera que ha generado.

El resto de las yacencias consideradas no supera el nivel de pequeña minería, encontrándose solo algunas correspondientes a minerales industriales y rocas ornamentales en explotación, mientras que en lo referido a metalíferos, todas se hallan inactivas.

Entre estas últimas, además de la ya mencionada El Aguilar, se distinguen los depósitos vetiformes de cobre del borde occidental de la quebrada de Humahuaca, las acumulaciones manganesíferas cercanas a Tumbaya, los depósitos vetiformes de plomo y cobre ubicados al SSO del intrusivo de Fundición, las manifestaciones, también plumbo-cupríferas, cercanas a Cianzo y Santa Ana, la manifestación de antimonio de Coiruro y una yacencia de wolframio que forma parte del distrito Tusaquillas.

Dentro de los minerales industriales cabe mencionar a las canteras de calizas y dolomitas precámbricas de Volcán y cretácicas de Maimará, los yacimientos de baritina de los distritos Gigante y Alumbrio, las acumulaciones fosfáticas biogénicas de las vertientes orientales de la Cordillera Oriental, las concentraciones evaporíticas de boratos y

Cuadro 5: Resumen de Indicios y Ocurrencias Minerales de la HOJA 2366-IV Ciudad del Libertador General San Martín

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDEN. X	COORDEN. Y	HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
1	BORATOS	BORATAYOC, LUDOVICA, EDUARDO, FEDERICO Y OTRAS	GUAYATAYOC	23°19'50"S	66°53'20"W	2366-22	NIVELES SALINOS Y DETRITICOS FINOS INTERCALADOS EN LA PARTE SUPERIOR DE LA CUENCA SALINA	DEPOSITOS SEDI-MENTARIOS Y EVAPORITICOS DEL SALAR	PLEISTOCENO-HOLOCENO	ULX, CLNA, GYP	TRINCHERAS Y POZOS
2	BORATOS	GRUPO BS AS, GRUPO JUJUY, GRUPO SALTA, G. CORDOBA, Y OTRAS	GUAYATAYOC	23°20'30"S	66°53'15"W	2366-28	NIVELES SALINOS Y DETRITICOS FINOS INTERCALADOS EN LA PARTE SUPERIOR DE LA CUENCA SALINA	DEPOSITOS SEDI-MENTARIOS Y EVAPORITICOS DEL SALAR	PLEISTOCENO-HOLOCENO	ULX, CLNA, GYP	TRINCHERAS Y POZOS
3	BORATOS	G. TUCUMAN, G. ROSARIO Y OTRAS	GUAYATAYOC	23°20'25"S	66°53'45"W	2366-28	NIVELES SALINOS Y DETRITICOS FINOS INTERCALADOS EN LA PARTE SUPERIOR DE LA CUENCA SALINA	DEPOSITOS SEDI-MENTARIOS Y EVAPORITICOS DEL SALAR	PLEISTOCENO-HOLOCENO	ULX, CLNA, GYP	TRINCHERAS Y POZOS
4	WOLFRAMIO	LIQUINASTE	TUSAQUILLAS	23°21'05"S	66°59'30"W	2366-28	GRANITOS Y GRANDIORITAS	F. TUSAQUILLAS	CRETACICO INFERIOR	WT, FL, PY, ARS	PEQUEÑAS LABORES DE EXPLORACION
5	SAL (CLNA)	ADRIAN, ANGELICA (EXISTEN MAS DE 30 PERTENENCIAS)	SALINAS GRANDES	23°34'00"S	66°52'00"W	2366-28	NIVELES Y COSTRAS SALINAS SUPERFICIALES	DEPOSITOS EVAPORITICOS	HOLOCENO	CLNA	PILETAS DE EVAPORACION
6	SAL (CLNA)	ACONCAGUA (EXISTEN MAS DE 20 PERTENENCIAS)	SALINAS GRANDES	23°35'05"S	66°52'15"W	2366-28	NIVELES Y COSTRAS SALINAS SUPERFICIALES	DEPOSITOS EVAPORITICOS	HOLOCENO	CLNA	PILETAS DE EVAPORACION
0	SAL (CLNA)	SOCRATES (EXISTEN MAS DE 20 PERTENENCIAS)	SALINAS GRANDES	23°36'10"S	66°52'45"W	2366-28	NIVELES Y COSTRAS SALINAS SUPERFICIALES	DEPOSITOS EVAPORITICOS	HOLOCENO	CLNA	PILETAS DE EVAPORACION
8	BORATOS	G. POZO CAVADO, BORATERAS JUJENAS Y OTRAS	SALINAS GRANDES (TRES MORROS)	23°42'50"S	66°56'55"W	2366-34	NIVELES SALINOS Y DETRITICOS FINOS INTERCALADOS EN LA PARTE SUPERIOR DE LA CUENCA SALINA	DEPOSITOS SEDI-MENTARIOS Y EVAPORITICOS DEL SALAR	PLEISTOCENO-HOLOCENO	ULX, CLNA, GYP	TRINCHERAS Y POZOS
9	BORATOS	IRIGOYEN, MOLINA, AGUADITA, JUAN MANUEL Y OTRAS	SALINAS GRANDES (TRES MORROS)	23°44'00"S	66°57'20"W	2366-34	NIVELES SALINOS Y DETRITICOS FINOS INTERCALADOS EN LA PARTE SUPERIOR DE LA CUENCA SALINA	DEPOSITOS SEDIMENTARIOS Y EVAPORITICOS DEL SALAR	PLEISTOCENO-HOLOCENO	ULX, CLNA	TRINCHERAS Y POZOS

Cuadro 5: Resumen de Indicios y Ocurrencias Minerales de la HOJA 2366-IV Ciudad del Libertador General San Martín

10	BORATOS	BORATERAS JUJENAS	SALINAS GRANDES	23°44'30"S	65°57'45"W	2366-34	NIVELES SALINOS Y DETRITICOS FINOS INTERCA- LADOS EN LA PARTE SUPERIOR DE LA CUENCA SALINA	DEPOSITOS SEDIMENTARIOS Y EVAPORITICOS DEL SALAR	PLEISTOCENO- HOLOCENO	ULX, CLNA	TRINCHERAS Y POZOS
11	BARTINA	ACHAGANAL	SAN JOSE DE CHAÑI	23°53'20"S	65°48'35"W	2366-34	ARENISCAS Y LUTITAS	F. ACOITE	ORDOVICICO	BA, GA	LABORES PEQUEÑAS
12	BARTINA	LA MORENITA	SAN JOSE DE CHAÑI	23°55'15"S	65°48'20"W	2366-34	ARENISCAS Y LUTITAS	F. ACOITE	ORDOVICICO	BA, GA	LABORES DE EXPLORACION SUPERFICIALES
13	PLOMO, ZINC, PLATA	ESPERANZA	SIERRA DEL AGUILAR	23°08'45"S	65°42'25"W	2366-22	LUTITAS OSCURAS Y ARENISCAS FELDESPATICAS GRISES, BRECHAS, CHERTS, "SKARN" CORNEANAS GRANITOS	F. LAMPAZAR	ORDOVICICO (TREMADO- CIANO)	ESF, GA, PY, BA, PO, GR, ARS, CP, OXMN	LABORES A CIE- LO ABIERTO CON CANTERAS Y LABORES SUB- TERRANEOS.
14	PLOMO, ZINC, PLATA	EL AGUILAR	SIERRA DEL AGUILAR	23°12'10"S	65°43'10"W	2366-22	CUARCITAS CORNEANAS "SKARN" BRECHAS GRANITOS	F. CUARCITAS AGUILAR	ORDOVICICO (TREMADO- CIANO)	ESF, GA, PO, PY, CP, ARS (MAS DE 60 ESPECIES MINE- RALES)	100 KM DE GALE- RIAS EN 24 NIVE- LES. 10.000 M DE CHIMENEAS. PIQUES, RAMPAS TUNEL DE EXTRAC- CION DE 3.5 KM DE LARGO
15	PLOMO, ZINC, PLATA	MINA TAPADA	SIERRA DEL AGUILAR	23°13'45"S	65°43'00"W	2366-22	ARENISCAS WA- CKICAS, CUARCH- TAS Y LUTITAS	F. CARDONAL	ORDOVICICO (TREMADO- CIANO)	ESF, GA, CA, CZ	LABORES DE EXPLORACION
16	BARTINA	BLANCA FLOR	SIERRA DEL AGUILAR	23°20'25"S	65°43'25"W	2366-28	ARENISCAS, LUTITAS Y ARENISCAS LUTIFICAS	F. ACOITE	ORDOVICICO	BA, GA, CZ	LABORES MENORES
17	BARTINA	JARUNCO, COLORADO	EL ANGOSTO (LIPAN)	23°34'50"S	65°37'40"W	2366-28	ARENISCAS Y LUTITAS	F. ACOITE	ORDOVICICO	BA, GA, CARCU	UN PIQUE, RAJOS, DESTAPES, TRINCHERAS
18	BARTINA	LA VASCA SANTA MARIA	EL ANGOSTO (LIPAN)	23°41'55"S	65°38'45"W	2366-28	ARENISCAS Y LUTITAS	F. ACOITE	ORDOVICICO	BA, GA, CER	RAJOS, DESTAPES, TRINCHERAS
19	BARTINA	SANTA BARBARA (IRIGOYEN)	SIERRA ALTA	23°39'05"S	65°36'50"W	2366-28	ESQUISTOS, PIZARRAS, GRAUVACAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	BA, CARCU, CP, OXMN, CZ	TRINCHERAS Y DESTAPES
20	BARTINA	SIXTO	EL ANGOSTO (LIPAN)	23°39'50"S	65°42'00"W	2366-28	ARENISCAS Y LUTITAS	F. ACOITE	ORDOVICICO	BA, GA, CER	RAJOS, DESTAPES, TRINCHERAS
21	BARTINA	TUSCA, SALADILLO	AL ANGOSTO (LIPAN)	23°40'30"S	65°42'15"W	2366-34	ARENISCAS Y LUTITAS	F. ACOITE	ORDOVICICO	BA, GA, CER, ML, PY, CZ	SOCAVON DE 50 M CON PIQUES Y REALCES, DESTAPES, TRINCHERAS
22	BARTINA	PIVES, MAQUIAVELO	EL ANGOSTO (LIPAN)	23°41'00"S	65°42'20"W	2366-34	ARENISCAS Y LUTITAS	F. ACOITE	ORDOVICICO	BA, GA, CER	RAJOS, DESTAPES, TRINCHERAS

Cuadro 5: Resumen de Indicios y Ocurrencias Minerales de la HOJA 2366-IV Ciudad del Libertador General San Martín

23	BARITINA	NATASIA	EL ANGOSTO (LIPAN)	23°43'00"S	65°43'00"W	2366-34	ARENISCAS Y LUTITAS	F. ACOITE	ORDOVICICO	BA, GA, GER, GTH, CZ	MAS DE 300 M DE GALERIAS, PIQUES Y REALCES, TRINCHERAS Y DESTAPES
24	COBRE	CIENEGUILLAS	SIERRA ALTA, PURMAMARCA	23°40'00"S	65°31'25"W	2366-34	ESQUISTOS, PIZARRAS Y GRAUVACAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	CC, BO, CP, ML, AZ, PY, GTH, OXMIN, LIMI	SOCAVONES, DESTAPES Y TRINCHERAS
25	COBRE	COBRE LOMA	SIERRA ALTA, PURMAMARCA	23°41'10"S	65°31'00"W	2366-34	ESQUISTOS, PIZARRAS Y GRAUVACAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	ML, AZ, CZ	DOS GALERIAS, DESTAPES Y TRINCHERAS
26	COBRE	EDITH LUISA	PURMAMARCA	23°44'40"S	65°34'40"W	2366-34	ESQUISTOS FILITICOS Y PIZARRAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	CP, BO, CC, CRIS, CARCU, ANK, CZ	TRES GALERIAS, PIQUES, DESTAPES, TRINCHERAS
27	BARITINA	RUTH	SIERRA DE CHAÑI	23°52'00"S	65°43'00"W	2366-34	ARENISCAS Y LUTITAS	F. ACOITE	ORDOVICICO	BA, GA, GTH, CZ	DESTAPES, TRINCHERAS
28	COBRE	VOLCAN	VOLCAN	23°53'20"S	65°31'40"W	2366-34	ESQUISTOS Y PIZARRAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	BO, CARCU, GTH, CZ, BA	DESTAPES, DIVERSAS LABORES SUBTERRANEAS HASTA 87 M
29	COBRE	QBA DE LOS TOLDOS	HUMAHUACA	23°12'40"S	65°29'05"W	2366-23	CUARCITAS Y LUTITAS	G. MESON	CAMBRICO	CC, BO, CARCU, CZ	UN PIQUE DE 12 METROS Y LABORES MENORES
30	PLOMO	SAN JOSE, SAN JUAN	HUMAHUACA	23°12'50"S	65°26'15"W	2366-23	CUARCITAS Y LUTITAS	G. MESON	CAMBRICO	GA, CZ	
31	THORIO, MANGANESO, PLOMO, ZINC	LA NOVEDAD, VOLCAN (TOCANTE)	YACORAITE (SAN JOSE)	23°17'00"S	65°29'00"W	2366-23	LUTITAS Y ARENISCAS, DIQUE BASICO	F. ACOITE	ORDOVICICO	GA, BL, OXMIN, HEM, SID, CA, CP, MIN, RADIAC.	VARIOS DESTAPES, UN SOCAVON PEQUEÑO
32	COBRE	POTRERILLOS	YACORAITE (SAN JOSE)	23°17'25"S	65°26'00"W	2366-23	CUARCITAS Y LUTITAS, DIQUES ULTRABASICOS	G. MESON	CAMBRICO	BO, CARCU, ANK, GTH, CZ	2 GALERIAS PEQUEÑAS, DESTAPES
33	BARITINA	SAN MARCOS	MOYA (LUJUA)	23°19'45"S	65°15'50"W	2366-23	CUARCITAS	G. MESON	CAMBRICO	BA, ML, AZ	LABORES PEQUEÑAS
34	BARITINA	EL HALCON	YACORAITE (GBA, DE IRIQUEZ (HUMAHUACA))	23°20'10"S	65°27'50"W	2366-29	CUARCITAS, LUTITAS, FILONES BASICOS	G. MESON	CAMBRICO	BA, ANK, ML, GTH	PEQUEÑOS DESTAPES
35	HIERRO	YACORAITE	YACORAITE (SAN JOSE)	23°21'00"S	65°23'50"W	2366-29	CUARCITAS Y ARENISCAS	G. MESON SG. PIRGUA	CAMBRICO	OXFE, GTH, OXMIN, CZ	DESTAPES Y TRINCHERAS
36	BARITINA, PLOMO	ZAIRA CRISTINA, SIXILERA, YACORAITE Y JOSE EDUARDO	LUJUA (HUMAHUACA)	23°20'40"S	65°17'10"W	2366-29	CUARCITAS Y LUTITAS	G. MESON	CAMBRICO	BA, PB, CZ	
37	BARITINA	MARIA CRISTINA	IRIQUEZ (GBA, YACORAITE)	23°22'00"S	65°28'20"W	2366-29	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	F. ACOITE	ORDOVICICO	BA, GA, CP, ML	DESTAPES, TRINCHERAS, RAJOS Y SOCAVONES

Cuadro 5: Resumen de Indicios y Ocurrencias Minerales de la HOJA 2366-IV Ciudad del Libertador General San Martín

38	COBRE	QUETA CARA CESAR AUGUSTO, CLAUDIA, LIDIA Y OTRAS	HUACALERA (HUMAHUACA)	23°23'00"S	65°24'40"W	2386-29	ESQUISTOS Y PIZARRAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO		
39	PLOMO, PLATA, COBRE	9 DE JULIO, VENUS, EUROPA, PHOBOS, AMERICA, ASIA Y OTRAS	SIERRA ALTA, CO. ALTO DE MINAS (HUACALERA)	23°25'00"S	65°29'25"W	2386-29	CUARCITAS Y LUTITAS	G. MESON	CAMBRICO	GA. BL. CP, BO. PY, ARG. LIM. ML. AZ, PSI, CZ. BA. CA	VARIAS GALERIAS, CORTAVETAS, PIQUES, SOCAVONES, DESTAPES
40	PLOMO, ZINC	SAN JOSE	SIERRA ALTA (HUMAHUACA)	23°26'00"S	65°28'25"W	2386-29	ESQUISTOS, PIZARRAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	GA. BL. BA. CZ	ESCASAS LABORES DERRUMBADAS
41	PLOMO	ARROYO DESPENSA	SIERRA ALTA, CO. ALTO DE MINAS (HUACALERA)	23°26'30"S	65°29'10"W	2386-29	ESQUISTOS, PIZARRAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	GA. BA. CZ	DESTAPES
42	LAJAS	CANTERA HUAYRA PUCA	ANGOSTO DE PERCHEL (TILCARA)	23°29'20"S	65°20'45"W	2386-29	PIZARRAS, ESQUISTOS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	LAJAS	PEQUEÑOS FRENTE DE CANTERA
43	CUARCITAS	CANTERA PERCHEL II	ANGOSTO DE PERCHEL (TILCARA)	23°29'40"S	65°21'30"W	2386-29	ARENISCAS CUARCITICAS, CUARCITAS, LUTITAS	G. MESON	CAMBRICO	CUARCITAS	CANTERA CON LABORES IRREGULARES SEGUN LOS BANCOS
44	CALIZAS	CANTERA JUELLA CANTERA AMARILLA I-II-III	QUEBRADA DE JUELLA	23°30'20"S	65°24'00"W	2386-29	CALIZAS OOLITICAS Y ESTROMATOLITI- CAS, ARENISCAS CALCAREAS	F. YACORAITE	CRETACICO	CALIZAS	CANTERA PEQUEÑA
45	COBRE	HUICHAIRA	SIERRA ALTA, QBA DE HUICHAIRA (TILCARA)	23°32'55"S	65°27'55"W	2386-29	ESQUISTOS ARENOSOS Y ARCILLOSOS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	BO. CP. ML. AZ, CC, CZ. BA	150 M EN 2 GALERIAS, PIQUES, 3 SOCAVONES PEQUEÑOS
46	YESO (ALABASTRO)	CANTERAS MARIA AMANDA Y MARTA (HUICHAIRA)	QBA. DE HUICHAIRA (TILCARA)	23°34'40"S	65°25'40"W	2386-29	ARENISCAS Y LIMOARCILITAS	F. MEALLA	CRETACICO	YESO (ALABASTRO)	DESTAPES Y PEQUEÑOS FRENTE DE CANTERA
47	CALIZAS	CANTERA MAMARA, CANTERA ADRIANA, CANTERA SILVIA, CANTERA ELISEO I-II-III, CANTERA ALFARCITO I-II-III	MAMARA	23°37'20"S	65°23'50"W	2386-29	CALIZA ARENOSA, CALIZA OOLITICA, CALIZA ESTROMA- TOLITICA, ARENISCA CALCAREA	F. YACORAITE	CRETACICO	CALIZAS	FRENTE DE CANTERA

Cuadro 5: Resumen de Indicios y Ocurrencias Minerales de la HOJA 2366-IV Ciudad del Libertador General San Martín

48	COBRE	HORNOS	SIERRA ALTA CO. NEGRO (MAIMARA)	23°38'00"S	65°28'30"W	2366-29	ESQUISTOS, PIZARRAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	CC, BO, ML, AZ OXMN, LIM, SID	2 GALERIAS CON PIQUES, REALCES Y CHIMENEAS TODAS DERRUMBADAS
49	DOLOMITAS	CANTERA AGUA CHICA	TUMBAYA			2366-35	DOLOMITAS, PIZARRAS, ESQUISTOS	F. PUNCOVISCANA (MIEMBRO TUMBAYA DE F. VOLCAN)	PRECAMBRICO	DOLOMITAS	FRENTES DE CANTERA DE HASTA 40 M DE ALTO
50	MANGANESO	SANTA TERESITA, SANTA MARIA (TUMBAYA)	TUMBAYA	23°47'30"S	65°30'10"W	2366-34	LUITTAS Y CUARCITAS CALIZAS, CALIZAS ARENOSAS Y MARGAS	G. MESON F. YACORAITE	CAMBRICO CRETACICO	PIROL, MANCA, CA, CZ	UN SOCAVON DE 10 M Y LABORES MENORES, FRENTE DE CANTERA
51	MANGANESO	TUMBAYA GRANDE	TUMBAYA	23°48'00"S	65°30'15"W	2366-34	LUITTAS CUARCITAS CALIZAS, CALIZAS ARENOSAS Y MARGAS	G. MESON F. YACORAITE	CAMBRICO CRETACICO	PIROL, MANCA, CA, CZ	SOCAVONES PEQUEÑOS, LABORES SUPERFICIALES MENORES
52	BARITINA, PLOMO	GRAL. GUEMES	BELLAVISTA (TUMBAYA)	23°49'50"S	65°28'25"W	2366-35	ESQUISTOS, PIZARRAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	BA, CA, GTH, CZ	DESTAPES PEQUEÑOS
53	PLOMO	ABRA DE LAS CAÑAS, YOLANDA I, II Y III	TUMBAYA	23°51'05"S	65°22'40"W	2366-35	ESQUISTOS, PIZARRAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	GA, BL, CER, PY, LIM, CZ	DOS GALERIAS DERRUMBADAS
54	ANTIMONIO, ORO	COIRURO, NUEVA COIRURO, CHIQUITA	TUMBAYA	23°53'00"S	65°28'00"W	2366-35	ESQUISTOS, PIZARRAS Y GRUVACAS LEVEMENTE METAMORFIZA- DOS, DIQUE RIOLITICO	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	ATM, AU, PY, ARS, ANK, CZ	TRES GALERIAS, CHIMENEAS, PIQUES Y DESTAPES TODOS DERRUMBADOS
55	PLOMO	EL MORRO, LA DESOUBRIDORA	OCCLOYAS	23°52'50"S	65°16'00"W	2366-35	ARENISCAS Y LIMOLITAS CALCAREAS, CALIZAS OOLITICAS	SG. BALBUENA	CRETACICO	GA, BL, CP, PY, CC, ARG, TTR, HEM, LIM, CA	GALERIA DE 64 M DE DESARROLLO, VARIAS LABORES DERRUMBADAS
56	CALIZAS	CANTERA VOLCAN	VOLCAN	23°55'30"S	65°27'25"W	2366-35	CALIZAS, ESQUISTOS, PIZARRAS	F. PUNCOVISCANA (F. VOLCAN)	PRECAMBRICO	CALIZAS	VARIOS FRENTES DE CANTERA
57	COBRE	CHORRILLOS	BARCENA (VOLCAN)	23°59'50"S	65°25'45"W	2366-35	ESQUISTOS, PIZARRAS, CALIZAS Y FILITAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	BO, CP, CC, CRIS, BR, GA, CUP, PY, ML, AZ, AU, LIM, CZ, BA	MAS DE 250 M DE GALERIAS, CHIFLONES, CHIMENEAS, PIQUES, DESTAPES Y TRINCHERAS

Cuadro 5: Resumen de Indicios y Ocurrencias Minerales de la HOJA 2366-IV Ciudad del Libertador General San Martín

58	BARITINA, PLOMO	SAN MARTIN	CERRO EL GIGANTE (APARZO)	23°00'30"S	65°05'25"W	2366-23	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	G. SANTA VICTORIA	ORDOVICICO	BA, GA	VARIAS LABORES DERRUMBADAS
59	BARITINA, PLOMO	NOEMI ANTONINA, LA ARGENTINA	CERRO EL GIGANTE (APARZO)	23°02'20"S	65°05'05"W	2366-23	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	G. SANTA VICTORIA	ORDOVICICO	BA, GA, CP, PY, CARCU, GTH	4 NIVELES DE GALERIAS QUE SUMAN MAS DE 600 METROS SEPARADOS POR 35 Y 45 METROS. PIQUES, CHIFLO- NES Y LABORES MENORES
60	BARITINA, PLOMO	SAN JOSE, SAN JUAN	CERRO EL GIGANTE (APARZO)	23°04'00"S	65°03'15"W	2366-23	ARENISCAS Y LUTITAS	G. SANTA VICTORIA	ORDOVICICO	BA, GA	VARIAS LABORES MENORES DERRUMBADAS
61	BARITINA, PLOMO	CRISTIAN	CERRO EL GIGANTE (APARZO)	23°06'00"S	65°04'00"W	2366-23	ARENISCAS Y LUTITAS	G. SANTA VICTORIA	ORDOVICICO	BA, GA	LABORES SUPERFICIALES
62	BARITINA, PLOMO	ANDRES, AGARAYO, ZENTA	SIERRA DE GIGANTE ZENTA	23°06'25"S	65°00'40"W	2366-23	ARENISCAS Y LUTITAS	G. SANTA VICTORIA	ORDOVICICO	BA, GA	
63	PLOMO, COBRE	SANTA ANA, EXODO I Y II CRISTINA	CIANZO	23°09'25"S	65°09'30"W	2366-23	ESQUISTOS CUARCITICOS, PIZARRAS Y FILITAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	GA, TTR, PY, CP, CC, CARCU, LIM, CZ, BA	300 METROS DE GALERIAS SEGUN LAS VETAS EN DISTINTOS NIVE- LES. VARIOS PIQUES CORTOS LABORES MENO- RES
64	PLOMO, COBRE	SANTA ANA, SAN RAFAEL	SANTA ANA (VALLE GRANDE)	23°17'15"S	65°01'00"W	2366-23	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	G. SANTA VICTORIA	ORDOVICICO	CC, CV, BO, GA, CP, CARCU, CER, CRIS, CZ, BA	VARIAS GALERIAS EN DISTINTOS NIVELES Y ALGU- NOS PIQUES Y CHIFLONES ANE- GADOS. DESTAPES SUPERFICIALES.
65	BARITINA, PLOMO	MUDANA	SIERRA DEL HORCONAL	23°21'00"S	65°12'50"W	2366-29	ESQUISTOS Y PIZARRAS	F. PUNCOVISCANA	PRECAMBRICO	BA, GA, PY, HEM, CZ	35 METROS DE GALERIAS. UN CHIFLON. DESTAPES.
66	FOSFATOS	RIO SAN LUCAS	VALLE GRANDE	23°33'55"S	65°05'00"W	2366-29	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	F. CENTINELA F. LABRADO	ORDOVICICO	ACUMULACIONES DE RESTOS DE CONCHILLAS FOSFATICAS DE LINGULAS (P2O5)	SIN LABORES
67	FOSFATOS	RIO DURAZNAL	VALLE GRANDE	23°37'25"S	65°06'45"W	2366-29	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	F. CENTINELA F. LABRADO	ORDOVICICO	ACUMULACIONES DE RESTOS DE CONCHILLAS FOSFATICAS DE LINGULAS (P2O5)	SIN LABORES
68	FOSFATOS	RIO NEGRO	VALLE GRANDE	23°43'15"S	65°10'25"W	2366-35	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	F. CENTINELA F. LABRADO	ORDOVICICO	ACUMULACIONES DE RESTOS DE CONCHILLAS FOSFATICAS DE LINGULAS (P2O5)	SIN LABORES

Cuadro 5: Resumen de Indicios y Ocurrencias Minerales de la HOJA 2366-IV Ciudad del Libertador General San Martín

69	FOSFATOS	RIO TREMENTINAL	RIO CANDELARIA (FRAILE PINTADO)	23°51'40"S	65°11'50"W	2366-35	ARENISCAS Y LUTITAS	F. CENTINELA F. LABRADO	ORDOVICICO	ACUMULACIONES DE RESTOS DE CONCHILLAS FOSFATICAS DE LINGULAS (P205)	SIN LABORES
70	PLOMO	VIRGEN DE LUJAN	OCLOYAS	23°53'05"S	65°15'05"W	2366-35	ARENISCAS CALCAREAS, CALIZAS Y MARGAS	SG. BALBUENA	CRETAGICO	PY, CP, GA, CC, BO, TTR, HEM, CZ	SOCAVONES Y DESTAPES DERUMBADOS
71	PLOMO	5 DE MARZO, SANTA MARIA	OCLOYAS	23°52'40"S	65°11'45"W	2366-35	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	G. SANTA VICTORIA	ORDOVICICO	GA, BL, PY, CP CZ, BA	12 M DE GALERIA, DESTAPES
72	PLOMO	7 DE FEBRERO	OCLOYAS	23°53'55"S	65°12'30"W	2366-35	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	G. SANTA VICTORIA	ORDOVICICO	GA, BL, CP, PY, CARCU CZ, BA	ESCASAS LABORES POCO DESARROLLADAS
73	FOSFATOS	RIO OCLOYAS (RIO CATRE)	OCLOYAS	23°54'25"S	65°11'50"W	2366-35	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	F. CENTINELA F. LABRADO	ORDOVICICO	ACUMULACIONES DE RESTOS DE CONCHILLAS FOSFATICAS DE LINGULAS (P205)	SIN LABORES
74	FOSFATOS	RIO RANGEL	OCLOYAS	23°58'25"S	65°10'35"W	2366-35	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	F. CENTINELA F. LABRADO	ORDOVICICO	ACUMULACIONES DE RESTOS DE CONCHILLAS FOSFATICAS DE LINGULAS (P205)	SIN LABORES
75	PLOMO	AIDEE	NACIENTES DEL RIO SAN ANDRES	23°09'05"S	64°54'45"W	2366-24	ARENISCAS Y LUTITAS	G. SANTA VICTORIA	ORDOVICICO	GA, BA	
76	FOSFATOS	RIO SANTA CRUZ	SAN ANDRES	23°16'35"S	64°46'30"W	2366-24	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	F. CENTINELA F. LABRADO	ORDOVICICO	ACUMULACIONES DE RESTOS DE CONCHILLAS FOSFATICAS DE LINGULAS (P205)	SIN LABORES
77	FOSFATOS	RIO NARANJO	SAN ANDRES	23°07'35"S	64°44'55"W	2366-24	ARENISCAS CUARCITICAS Y LUTITAS	F. CENTINELA F. LABRADO	ORDOVICICO	ACUMULACIONES DE RESTOS DE CONCHILLAS FOSFATICAS DE LINGULAS (P205)	SIN LABORES

sal de las cuencas de Guayatayoc y Salinas Grandes y distintos aprovechamientos de rocas para construcción, tales como las cuarcitas y lajas de Perchel.

DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

ANTIMONIO

Mina Coiruro (54)

La única manifestación con mineralización de antimonio citada dentro de la Hoja corresponde a la mina Coiruro, localizada en la margen meridional de la quebrada de Coiruro, 4 km al norte de Volcán. A la misma la integran las pertenencias Coiruro, Nueva Coiruro, Chiquita y otras.

El yacimiento, de reducido tamaño, es de tipo vetiforme, y está en relación con la base de un cabalgamiento, probablemente debido a la compresión Andina, que afecta a esquistos, pizarras y grauvacas levemente metamorfizadas de la Formación Puncoviscana que hacen de roca encajante (Locutura et al., 1998).

Los filones, sin a postectónicos, aproximadamente concordantes con la orientación de la roca de caja, son de cuarzo brechoso con bandeamientos y engloban fragmentos de roca. Tienen potencias de pocos cm hasta 0,60 m, ubicándose con rumbo N-S e inclinaciones de 60-70° al oeste (Juárez, 1955). La mineralización se presenta como chispas aisladas de antimonita y pirita, habiéndose detectado en análisis recientes, valores de 1 a 2 g/t de oro. Se advierte en la zona de las vetas alteración argílica, silícea y clorítica, sumadas a una intensa oxidación (Locutura et al., 1998).

En las labores, a la fecha totalmente aterradas, se reconocen por lo menos tres galerías, una de ellas de 80 metros y dirección 80°, piques, chimeneas y destapes superficiales (Tuttolomondo, 1969b).

COBRE

Quebrada de Humahuaca

En la sierra Alta, que ocupa el borde occidental de la quebrada de Humahuaca y en las cercanías de Purmamarca, se conocen varias manifestaciones filonianas de cuarzo con minerales de cobre, alojadas generalmente en metasedimentitas del basamento

precámbrico, aunque también en cuarcitas del Grupo Mesón, cuyos orígenes no están bien definidos. Según Sureda et al. (1986), en algunos casos, como en la mina Edith Luisa, podrían estar relacionadas genéticamente a derivaciones de plutonitas antiguas, mientras que en otros, tales como las manifestaciones Potrerillos y Huichaira, se relacionarían a rocas volcánicas y volcanoclásticas de ambientes distales del Ordovícico. Estos depósitos cupríferos en ningún caso alcanzan dimensiones de consideración y han originado pequeñas operaciones mineras, a la fecha todas inactivas.

Mina Edith Luisa (26)

Se encuentra 20 km al SO de Purmamarca, en las cercanías de Huachichocana, desde donde sale una huella que lleva a la mina.

Se trata de filones de cuarzo encajados en esquistos filíticos de la Formación Puncoviscana. La mineralización, de tipo bolsonea y discontinua, está formada por calcopirita, bornita, calcosina, ankerita y carbonatos de cobre, alojados tanto en las vetas como en las filitas de las salbandas relleno de sedimentación y fisuras transversales a ellos. Existen tres sectores mineralizados, habiéndose desarrollado en el principal, tres galerías a distintos niveles según el rumbo de las vetas (Mattheus, 1974).

Mina Huichaira (45)

Está ubicada en la ladera oriental del filo del Alfarcito, en la margen derecha de la quebrada de Huichaira, a 12 km de Tilcara.

Al yacimiento lo forman varias vetas pequeñas de cuarzo y baritina con sulfuros y carbonatos de cobre, alojadas en esquistos arenosos y arcillosos de la Formación Puncoviscana.

El rumbo de las vetas es de 70°, con inclinaciones de 25° al SE y potencias de 8 a 10 cm. La mineralización la constituyen calcopirita, bornita, calcosina, malaquita y azurita. Las labores más importantes consisten en dos galerías que suman 150 m de desarrollo, acompañadas de piques y varios destapes superficiales (Méndez et al., 1979).

Quebrada de Los Toldos (29)

Estas manifestaciones están situadas a 15 km al oeste de Humahuaca, en las cabeceras de la quebrada de Los Toldos. Son dos vetas delgadas de rumbo N-S y buzamiento medio de 75° al SE, alojadas en

cuarcitas del Grupo Mesón. La mineralización, en bolsones, la componen calcosina, bornita y carbonatos de cobre, en ganga de cuarzo. Tiene un pique de 12 m y varias labores menores (Méndez et al., 1979).

Minas Hornos (48), Cobre Loma (25) y Cieneguillas (24)

Se encuentran pocos kilómetros al NNO de la localidad de Purmamarca. Consisten en vetas irregulares, de limitada extensión y potencias reducidas, que se alojan en pizarras y esquistos de la Formación Puncoviscana. La mineralización reconocida está compuesta por calcosina, bornita, calcopirita, pirita, carbonatos de cobre, óxidos de manganeso y limonitas, en ganga de cuarzo. En todos los casos las labores realizadas son pequeñas, con desarrollo de algunas galerías cortas, piques poco profundos y destapes superficiales (Márquez Vieyra, 1969 a, b, c).

Mina Chorrillos (57)

Se ubica en el borde oriental de la quebrada de Humahuaca, a la altura de Bárcena, a unos 1.500 metros de la margen del río Grande. En el sector afloran esquistos, pizarras, filitas y calizas negras de la Formación Puncoviscana y cuarcitas del Grupo Mesón que en su conjunto se orientan con rumbo general N-S e inclinaciones hacia el este. En el depósito se reconocen tres filones de cuarzo alojados en brechas de falla que afectan a los niveles inferiores de las calizas precámbricas. La veta norte se orienta con rumbo 30°, inclinación de 35° al este y potencia de 30 centímetros, la veta central tiene ubicación similar a la anterior, pero con potencia de 45 centímetros, mientras que el filón más austral presenta rumbo 20°, buzamiento 35° al SE y espesor de 20 centímetros. Dentro de la mineralogía identificada aparecen calcopirita, calcosina, bornita, pirita, crisocola, malaquita, azurita y limonitas, en ganga de cuarzo. Existe también mineralización alojada en sectores de brecha, donde se han ubicado algunos «clavos» mineralizados donde aparecen calcopirita, pirita, galena, calcosina, covelina, bornita, crisocola, cuprita, brochantita, malaquita, azurita, pirargirita, galena y oro. Se menciona la presencia de alteración hidrotermal, como silicificación, distribuida irregularmente en las calizas y cloritización y sericitización de menor grado en las pizarras, así como también procesos de alteración supergénica que dieron lugar a zonas

de oxidación y cementación donde la explotación fue más intensa (Tuttolomondo, 1969 a).

En mina Chorrillos, inactiva desde 1980, se desarrollaron más de 250 metros de galerías, piques, chiflones, chimeneas, canteras y numerosas labores superficiales. Según Méndez et al. (1979), existen 7.200 toneladas de mineral indicado y 67.500 toneladas de mineral posible, con leyes medias del orden de 2,9% de cobre. En 1966 el yacimiento produjo 1.360 t de mineral de cobre con 3,7% Cu (Angelelli et al., 1970).

HIERRO

Mina Yacoraite (35)

Esta manifestación ferrífera se encuentra sobre la margen izquierda de la quebrada de Yacoraite, 6 km al oeste de su desembocadura en el río Grande.

El depósito está relacionado a un cabalgamiento que monta cuarcitas del Grupo Mesón sobre sedimentitas continentales del Subgrupo Pirgua, originándose probablemente a partir de fluidos con alto contenido en hierro que se canalizaron a lo largo de estructuras favorables, ubicándose en las rocas más porosas. La estructura lentiforme, masiva o cementando y reemplazando a las cuarcitas, está mineralizada con goethita, cuarzo y óxidos de manganeso, es de reducido tamaño y se orienta con rumbo 40° y buzamiento de 57° al O, con potencias de aproximadamente 0,50 metros. La ley del mineral, en muestras puntuales, es de 24% de Fe (Locutura et al., 1998). De las escasas y superficiales labores realizadas se extrajo mineral para su utilización en pigmentaciones.

MANGANESO

Minas Santa Teresita (50) y Tumbaya Grande (49)

Las pertenencias se encuentran 9 km al NNO de la localidad de Tumbaya. El yacimiento consiste en varios bolsones, vetillas e impregnaciones de manganeso alojados en calizas y areniscas calcáreas de la Formación Yacoraite y en su contacto con lutitas y cuarcitas del Grupo Mesón. Las anomalías se extienden en forma discontinua por más de 500 metros, alcanzando potencias totales de la zona mineralizada de hasta 5 metros. La mineralización se compone de pirolusita, manganocalcita, calcita y cuarzo (Angelelli et al., 1970). Durante la explota-

ción, muy reducida, se abrieron un frente de cantera, un socavón de 10 metros y varias labores menores.

PLOMO

Mina El Aguilar (14)

El complejo minero El Aguilar se encuentra enclavado en la sierra del mismo nombre, a 4.500 m s.n.m., al SO de la localidad de Tres Cruces, a la que lo une un camino asfaltado de 47 km, siendo la distancia a San Salvador de Jujuy de 240 kilómetros.

La existencia de minerales de plomo, zinc y plata en la zona probablemente se conozca desde épocas precolombinas, existiendo indicios de que los jesuitas, en el siglo XVII, intentaron fundir la mena para obtener plata. El desarrollo actual del yacimiento comenzó en 1930, cuando se formó la Compañía Minera Aguilar, registrándose el primer envío de concentrados en 1936. El área se halla cubierta por más de 250 pertenencias mineras. Además del yacimiento Aguilar propiamente dicho, existen varias ocurrencias con mineralización de plomo y zinc, tales como las minas Oriental, Zarzo, Quera, Tapada, Pozo Bravo y otras.

La sierra de Aguilar constituye una elevación de aproximadamente 60 km de largo, orientada con rumbo meridiano y flanqueada por fallas inversas, que se alza en el borde oeste de la Cordillera Oriental, en donde afloran sedimentitas marinas del Ordovícico inferior y los granitos cretácicos de El Aguilar y Abra Laite.

Al depósito lo conforman un conjunto de cuerpos de mena de zinc y plomo, estratiformes, lenticulares, concordantes, discontinuos y desmembrados por fracturas, con tamaños que van de 150 a 1.000 metros de largo, 50 a 300 metros de ancho y 5 a 80 metros de potencia, asociados a facies cuarcíticas (Cuarcitas Aguilar de Spencer, 1950; Formación Padrioc, ambas del Tremadociano, y en menor medida a la Formación Acoite, del Arenigiano), conformando una estructura homoclinal, elongada en sentido norte-sur, con inclinación al oeste de 60-70°, que hunde en forma general hacia el sur y se extiende a lo largo del borde sudoccidental del granito de El Aguilar por unos 2.000 metros en sentido meridiano, 200 a 300 metros de ancho y con profundidad reconocida de más de 1.000 metros (Sureda et al., 1986).

La mineralización se asocia a metacuarcitas, skarn y rocas corneanas, presentándose en varios

tipos estructurales donde las formas brechosas y bandeadas predominan sobre las acumulaciones diseminadas, en stockwork, skarn, de cementación y masivas. Los principales componentes de la mena son esfalerita (en su variedad ferrífera), galena, pirita y pirrotina, aunque a partir de modificaciones metamórficas sobre los sedimentos y la mena se ha originado una mineralogía compleja que incluye a más de 60 especies (Sureda et al., 1986).

La naturaleza litológica, estratigráfica y paleoambiental de los protolitos sedimentarios de las Cuarcitas Aguilar, los tipos estructurales de la mena y su distribución en el área mineralizada, los aspectos isotópicos y de zonación de los metales, son argumentos que permiten definir a las yacencias de El Aguilar dentro de las características de depósito sedimentario-exhalativo o sedex (Martín, 1989).

El Aguilar es una de las operaciones mineras más importantes de Argentina, habiendo producido a lo largo de su explotación más de 20.000.000 t de mena de Pb, Ag y Zn. El desarrollo del yacimiento a originado 24 niveles de galerías, que junto con cortavetas y labores de exploración suman más de 100 km de recorrido, existiendo también 10.000 metros de chimeneas, dos piques principales que conectan el nivel 8 con los niveles inferiores, e importantes labores a cielo abierto. En 1984, para simplificar el sistema de extracción y transporte de mineral, se construyó un túnel de 3.500 metros que comunica las labores del nivel 18 con la planta de trituración primaria.

Según información de la Dirección Provincial de Minería de Jujuy, la Compañía Minera Aguilar produjo en 1997, 468.608 toneladas brutas, que se tradujeron en 17.847 toneladas de concentrados de plomo y plata y 60.399 toneladas de concentrados de zinc. En 1994 las reservas probables de mina El Aguilar alcanzaban 30 Mt con leyes medias de 6,2% Zn, 5,5% Pb y 60 a 110 g/t Ag, estimándose como reservas posibles 60 Mt con 18% Zn-Pb, lo que lo convierte en el depósito de este tipo más importante de Sudamérica (Martín et al., 1994).

Mina Esperanza (13)

Forma parte del complejo minero de El Aguilar, ubicándose 8 km al norte de mina Aguilar. El yacimiento, de tipo estratiforme, consiste en un manto de 350 metros de largo en sentido meridiano, 130 metros de ancho según dirección E-O y potencia media de 5 a 6 metros, con valores máximos de 18

metros, que buza un promedio de 27° al oeste. Hacia el poniente se localizan otros dos cuerpos de características similares que yacen estratigráficamente por debajo (Sureda et al., 1992).

La secuencia mineralizada, alojada en niveles de lutitas y areniscas feldespáticas finas de la Formación Lampazar (Tremadociano), incluye 3 metros de cuarcitas con sulfuros diseminados, con 1 metro de brecha hidrotermal con fragmentos de cuarcitas, cherts y corneanas cementada por sulfuros y baritina, por encima se disponen 5 a 6 metros de sulfuros masivos, bandeados, con abundante baritina y alternando con niveles centimétricos de rocas silíceas de grano fino, concluyendo la secuencia con niveles de cuarcitas y corneanas (Sureda et al., 1992).

La mineralización, dispuesta principalmente en estructuras bandeadas, está compuesta en forma predominante por esfalerita oscura (marmatita) y pirita, aunque localmente galena y pirrotina también pueden ser componentes esenciales. Como accesorios se observa la presencia de arsenopirita, greigita y calcopirita. La ganga la constituyen baritina, calcita y moscovita. Otros componentes típicos de las exhalitas del yacimiento son chert ferruginoso o manganesífero y calizas de estructura bandeada o estromatolítica (Sureda et al., 1992).

Minas Santa Ana, Éxodo y Cristina (63)

El grupo de pertenencias se encuentra 5 km al SO de Cianzo, cercano al camino que une la localidad de Humahuaca con el caserío de Aparzo. El yacimiento consiste en varias vetas de cuarzo con rumbos que oscilan entre 80° y 110°, buzantes hacia el norte con ángulos de 30 a 70°, potencias de 0,2 a 0,6 metros, desarrollo vertical mínimo de 300 metros y corrida visible de 200 metros, alojadas en sedimentitas marinas afectadas por metamorfismo débil, fuertemente plegadas y fracturadas, atravesadas por vetillas de cuarzo y ankerita, constituidos por esquistos cuarcíticos, pizarras y filitas de la Formación Puncoviscana.

Dentro de la mineralización aparecen galena, calcopirita, calcosina, tetraedrita, esfalerita, pirita y carbonatos de cobre en ganga de cuarzo y baritina. Existe silicificación de baja temperatura generalizada y acompañada de brechificación, así como también alteración supergénica muy intensa en la parte superior del filón con cuarzo y baritina oquerosos y minerales supergénicos de Zn, Pb y Cu (Rojo Mateo, 1987).

Durante la explotación, que se paralizó en 1982, se desarrollaron más de 300 metros de galerías en

distintos niveles, varios piques de diversas profundidades y otras labores menores. Según el mismo autor, las reservas estimadas ascienden a 5.800 toneladas, con 4% de plomo, 2% de zinc y 17 g/t de plata.

Minas Santa Ana y San Rafael (64)

Ambas minas constituyen un solo yacimiento ubicado al este de Humahuaca, en los faldeos orientales de la Cordillera Oriental, pocos km al norte de la localidad de Santa Ana. Se trata de filones de cuarzo con potencias de 2 a 2,5 metros, rumbos NE-SO y ONO-ESE y posición vertical a subvertical que afloran dentro de alternancias de areniscas y lutitas ordovícicas. La mineralización en los niveles más superficiales está compuesta por carbonatos de cobre, cerusita y galena con ganga de cuarzo y baritina, en los niveles intermedios aparecen galena, calcosina, covelina y calcopirita acompañadas de cuarzo, mientras que en profundidad se advierte un predominio del sulfuro de plomo, con escasa participación de la mineralización de cobre (Méndez et al., 1979).

Durante el minado se realizaron varias galerías en distintos niveles con separación de 35 metros, además de piques, chiflones y labores superficiales.

Mina 9 de Julio (39)

Este depósito se encuentra a unos 25 km al NO de Tilcara, en las nacientes de la quebrada de Juella. Dentro de la litología del entorno aparecen gruesos paquetes de areniscas cuarcíticas alternadas con lutitas, afectadas por metamorfismo de bajo grado, que se orientan al NE y NO, inclinando con ángulos de pocos grados hasta posiciones verticales, atribuidas a niveles de la Formación Puncoviscana. Unos 10 km al norte del sector de interés aflora un stock intrusivo, conocido como Fundición, de composición sienítica y referido al Jurásico (Viruel y Lombardero, 1998).

Las yacencias están constituidas por varios filones que rellenan fracturas, predominando en unos la mineralización de plomo, mientras que en otros son más abundantes los minerales de cobre. Los rumbos de las vetas son al NO y la inclinaciones al SO, mientras que las potencias van de 20 a 50 centímetros. Dentro de las especies minerales identificadas aparecen galena como componente principal de la mena plumbífera, blenda subordinada a la anterior, calcopirita como mineral principal de los filones de cobre, pirita, carbonatos de cobre, cerusita y hematita, con ganga formada por bariti-

na, cuarzo y calcita. Las vetas 9 de Julio, Justiniana, El Rey y 25 de Mayo son las más importantes (Márquez Vieyra, 1970 b).

El yacimiento fue explotado en forma reducida en la década de 1960, habiéndose desarrollado varias galerías cortas sobre las vetas, más de 80 metros de cortavetas, rajos abiertos y numerosas labores menores.

THORIO

Minas Volcán y La Novedad (31)

Se ubican en las nacientes de la quebrada de Tocante, tributaria desde el norte de la quebrada de Yacoraité, 20 km al oeste de la desembocadura de esta en el río Grande. Los depósitos están formados por varias vetas bolsoneras y de estructura brechosa que encajan en planos de fracturas secundarias, de escaso rechazo, orientadas con rumbo general NO-SE, en lutitas y areniscas cuarcíticas del Ordovícico. En el sector aflora un dique básico de 65-70 cm de potencia, orientado según 25°, buzando 65° al oeste.

En la mina Volcán aparecen dos filones de rumbo N20°O y N70°O y buzamientos de 50° y 70° al SO respectivamente, siendo las potencias en ambos casos de 15 a 20 centímetros (Tufiño et al., 1956). En las mismas se identifican minerales tales como óxidos de manganeso, galena, esfalerita, hematita, siderita y calcita. Las labores consisten en varios destapes siguiendo el rumbo de la veta y un socavón pequeño (Tufiño et al., 1956).

En mina La Novedad también aparecen dos vetas de características similares a las anteriores, con mineralización hematítica dominante.

Respecto a las anomalías radiactivas, los valores detectados en el sector son bajos, con registros algo más elevados en las salbandas de las vetas. No se identificaron minerales radiactivos, señalándose análisis puntuales con tenores de 0,5% de ThO₂ y 0,01% de U₃O₈ (Tufiño et al., 1956).

WOLFRAMIO

Mina Liquinaste (4)

Es la única manifestación de este tipo presente en la Hoja. Forma parte de un conjunto de depósitos similares que también integran, entre otras, las minas Tusaquillas I y II, ubicados en el batolito de

Tusaquillas que aflora en el borde occidental de la depresión de Guayatayoc. La mina Liquinaste consiste en una faja de schlieren aplítico originado a partir de segregaciones neumatolíticas del propio granito, que alcanza espesores de uno a dos metros y longitudes de 60 m (Sureda et al., 1986). Existe un reemplazo del granito de grano grueso, que pasa gradualmente a granulometría menor hasta convertirse en una masa blanca integrada principalmente por cuarzo abundante, con feldespatos y turmalina subordinados (Méndez et al., 1979). Se distinguen localmente fluorita, pirita, arsenopirita y wolframita, esta última en cristales generalmente pequeños que no obstante llegan a alcanzar tamaños de hasta 30 mm por 15 mm (Méndez et al., 1979). Las labores desarrolladas son escasas y de poco tamaño.

DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES (INCLUYE MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN Y ROCAS ORNAMENTALES)

BARITINA

Existen numerosos depósitos de baritina, generalmente asociada con galena, que en su mayoría se agrupan en los distritos de Cerro El Gigante, El Alumbrio o Alumbrillo y área de Moya.

Distrito Cerro El Gigante

Se sitúa al NE de la localidad de Humahuaca, en las cercanías de Aparzo, en la sierra de Zenta, que hace de límite entre las provincias de Salta y Jujuy. Lo integran varios filones de baritina, generalmente acompañada de plomo, alojados en sedimentitas ordovícicas con metamorfismo regional de grado muy bajo. Se destacan las minas Noemí Antonina, La Argentina, San Martín, Cristian y otras.

Mina Noemí Antonina (59)

Es la más importante del distrito, tanto por las dimensiones de la mineralización como por la magnitud de los laboreos desarrollados. Consiste en una veta de rumbo general E-O, con buzamiento subvertical a 70° al norte, potencia de 0,80 m a 3 m, corrida de 400 m y profundidad reconocida de 170 metros, encajada en areniscas cuarcíticas con intercalaciones lutíticas del Grupo Santa Victoria. Se trata de un relleno de fractura con algunas ra-

mificaciones, de tipo bolsoneo y afectado por varias fracturas transversales (Schalamuk et al., 1983).

La mineralización está conformada por baritina de grano grueso, de buena densidad, acompañada por galena dispuesta en bandas u «ojos» dentro de la baritina, además de accesorios como calcopirita, pirita, carbonatos de cobre y goethita. Apparentemente el contenido de plomo aumenta con la profundidad. Existe silicificación y argilitización subordinada en las salbandas (Schalamuk et al., 1983).

El minado efectuado dió lugar a cuatro galerías en diferentes niveles, separadas por 35 y 45 metros, con un desarrollo total de más de 600 metros, además de piques, chiflones y rajos abiertos.

La producción de la mina Noemí Antonina, en 1981, alcanzaba 1.000 t/mes, siendo el material tratado en una planta de trituración y molienda en Palpalá. A la fecha el yacimiento está inactivo.

Distrito El Alumbrio o Alumbrillo

Se encuentra 65 km al oeste de Purmamarca por la ruta n° 52, en el paraje El Angosto. Lo integran las minas Natasia, Tusca, Pives, La Vasca, Colorado y otras.

Mina Natasia (23)

Es la más meridional del sector, al sur de El Angosto, y la más importante del grupo, reconociéndose 6 cuerpos de vetas que encajan en areniscas cuarcíticas y lutitas del Ordovícico. Los rumbos de los filones van de E-O a NNE-SSO, con buzamientos desde 40° a 75° al oeste, alcanzando potencias máximas de hasta 3 metros. El mineral es gris blanquecino, con manchas amarillentas, atravesado por venillas de cuarzo y con escasos «ojos» de galena distribuidos irregularmente, además de goethita y cerusita, advirtiéndose argilitización en las salbandas. Existen más de 300 metros de desarrollo de galerías con piques y reales. Las reservas inferidas alcanzan a 44.000 toneladas de baritina con densidad 4,22 (Gómez Omil, 1976).

Mina Tusca (21)

Al norte de la anterior. Se trata de una veta de hasta 4 metros de potencia, alojada en areniscas y lutitas ordovícicas, con orientación N60°O y posición vertical, afectada por varias fracturas pequeñas de

direcciones variables. La baritina es blanquecina, de grano grueso, muy triturada, manchada por óxidos de hierro y cruzada por guías e intercrecimientos de cuarzo. Como accesorios aparecen galena, pirita, cerusita y malaquita. En las salbandas la silicificación es intensa. Existe un socavón de 50 metros con piques y reales (Schalamuk et al., 1983).

Mina Jarunco (17)

Se encuentra 10 km al NE de mina Tusca, consistiendo en varias vetas de baritina que en este caso encajan en pizarras y filitas de la Formación Puncoviscana. La dos vetas principales se orientan con rumbos de 10° y 50°, inclinaciones al ONO y potencias de 0,45 m y 1,20 metros, respectivamente. La baritina, de buena densidad, incluye cuarzo como crecimientos y vetillas, apareciendo sulfuros de plomo y oxidados de cobre como asociados (Schalamuk et al., 1983).

Área de Moya (36)

Al grupo lo forman las minas Zaira Cristina, Sixilera, Yacoraite y José Eduardo, encontrándose unos 14 km al NNE de Huacalera, al este del paraje Chualesna. Se trata de cuatro yacencias vetiformes, de morfología con estrechamientos y bolsones en estructuras brechosas y masivas, alojadas en cuarcitas del Grupo Mesón, con rumbos dominantes NE-SO y E-O, inclinaciones al S y SE, potencias de 0,50 a 1 m y corridas de hasta 200 metros. La baritina es compacta, microcristalina o en agregados tabulares, densidad 4,21 y colores blancos y rosados. Las reservas estimadas del conjunto ascienden a 60.000 toneladas (de los Hoyos, 1968).

BORATOS Y CLORURO DE SODIO

Cuencas de Guayatayoc y Salinas Grandes

En las depresiones de Guayatayoc y Salinas Grandes existen importantes acumulaciones, tanto de boratos recientes (ulexita) como de cloruro de sodio, que han originado actividades extractivas de cierta envergadura.

En realidad, las dos cuencas se ubican en la misma depresión, que se extiende por 17.500 km² (Foto 15) elongada en sentido meridiano, conformando un graben originado a partir de fracturas regionales extensionales de rumbo N-S. En los bordes afloran sedimentitas del Paleozoico inferior (Grupo Mesón



Foto 15: Vista panorámica de la cuenca de Salinas Grandes

y Formación Acoite) y granitos de edad cretácica (Formaciones Aguilar, Abra Laite y Tusaquillas). En el relleno de las mencionadas cubetas participan depósitos eólicos, acumulaciones de pie de monte, depósitos limosos y arcillosos y evaporitas.

Boratos

Las manifestaciones portadoras de boratos se encuentran tanto en el sur de Guayatayoc, cercanas a los parajes Pozo Dulce y Coraite, como en Salinas Grandes, en Tres Morros.

Las mismas se han originado a partir de la conjunción de varios factores, entre los más importantes figuran la existencia de cuencas endorreicas, el clima desértico con alta insolación y particularmente el aporte de sales originadas en la actividad volcánica. Se trata de niveles lenticulares, formados principalmente por ulexita, depositada en forma de nódulos de aspecto interior blanco sedoso o en mantos, existiendo generalmente una gradación entre estos y aquellos que disminuyen de tamaño hacia los bordes de la cuenca. La geometría de las acumulaciones es variable, con espesores que van de 0,1 a 0,25 metros,

ubicándose por debajo de costras salinas y niveles detríticos finos y presentando siempre intercalaciones arcillosas entre los niveles mineralizados (Schalamuk et al., 1983).

Las explotaciones de boratos en ambas cuencas se remontan a 1904. Actualmente se realizan tareas extractivas de poca magnitud. Dentro de Guayatayoc se destacan las pertenencias Boratoyoc, Ludovica, Grupo Buenos Aires, Grupo Tucumán, Grupo Córdoba, Grupo Salta y Grupo Jujuy.

Cloruro de sodio

Las minas productoras de cloruro de sodio (halita) se encuentran en Salinas Grandes, particularmente en las cercanías de la ruta n° 52 que lleva a Susques. Existen más de 70 pertenencias mineras que cubren parte del salar (Foto 16).

El aprovechamiento de la sal se realiza en forma estacional a partir de piletas de evaporación construidas en la superficie salina, que permite obtener un material de alta calidad, o directamente por raspado de la superficie salina, cuando las condiciones de la misma lo permiten. De acuerdo a información proporcionada por la Dirección Provincial de Mine-



Foto 16: “Crostras de sal” en las Salinas Grandes.

ría de Jujuy, la producción de sal en Salinas Grandes alcanzó en 1997 a 13.675 toneladas.

CALIZAS

En ambos márgenes de la quebrada de Humahuaca, cercanas a las localidades de Volcán, Tumbaya y Maimará, afloran calizas y dolomías que son aprovechadas o tienen posibilidades de utilización en la industria cementera, para la producción de cal, en altos hornos, como rocas ornamentales o como correctores de suelos ácidos en agricultura.

Se distinguen tres tipos: las calizas negras de la Caliza Volcán, dolomías del Miembro Tumbaya de la misma unidad, ambas precámbricas, y por último las calizas oolíticas y estromatolíticas de la Formación Yacoraite.

Cantera Volcán o Bárcena (56)

Se ubica en el margen oriental de la quebrada de Humahuaca, en la ladera occidental del extremo sur de la sierra de Tilcara, 2 km al SE de la localidad de Volcán.

La roca explotada corresponde a una micrita maciza, recristalizada a microesparita, de color negro, con abundantes vetillas de calcita de espesor milimétrico dispuestas en todas direcciones (Sureda et al., 1986).

El espesor aproximado de la formación portadora es de 500 metros, que puede estar exagerado por los plegamientos. Los mantos se orientan en dirección meridiana, con buzamientos subverticales o muy pronunciados hacia el este. La explotación en varios frentes de cantera es con avance hacia el este y muy irregular. La cantera Volcán produce a la fecha aproximadamente 100.000 t anuales de material tratado en una planta de molienda al pie de la explotación y utilizado en la fabricación de cal viva y apagada en una planta (Los Tilianes), ubicada en la localidad de Volcán, así como también como fundente y para el tratamiento de efluentes ácidos en minería (Schalamuk et al., 1983).

Cantera Agua Chica (51)

Se encuentra en el flanco occidental de la quebrada de Humahuaca, en la quebrada de Tumbaya Grande, 5 km al sur de Purmamarca y 9 km al NNO de Tumbaya.

El calcáreo dolomítico corresponde al Miembro Tumbaya de la Caliza Volcán y forma parte de un conjunto de bancos aproximadamente lenticulares y subhorizontales, intercalados con pizarras y esquistos precámbricos, aflorando con rumbo NNO-SSE y buzamiento al SO de 55°-60°, en el flanco invertido

de un gran pliegue complicado con numerosas fracturas de buzamiento y dirección variados. La roca es una dolomía gris, intensamente fracturada, con intercalaciones de rocas volcánicas (Viruel y Lombardero, 1998).

La cantera Agua Chica se encuentra inactiva desde 1990, habiéndose utilizado el material extraído como refractarios y en la acería de Altos Hornos Zapla.

Cantera Maimará (47)

La cantera Maimará se ubica en la margen izquierda del río Grande, un kilómetro al este de la localidad de Maimará.

Los cuerpos calcáreos que constituyen la cantera forman parte de una secuencia de calizas micríticas, calizas oolíticas, calizas estromatolíticas, conglomerados con rodados calcáreos, areniscas calcáreas y margas de la Formación Yacoraite. En general los estratos presentan rumbo N20°-30°E y buzamiento de 40° al NO (Márquez Vieyra, 1970 a).

La cantera está inactiva (aproximadamente en 1970 dejó de operar) y el material fue utilizado como fundente en Altos Hornos Zapla.

CUARCITAS

Cantera Perchel (43)

La cantera se localiza en la margen derecha del río Grande, cercana al paraje Angosto de Perchel, 9 km al norte de Tilcara.

El material explotado lo constituyen cuarcitas de la Formación Lizoite, integrante del Grupo Mesón, que se presentan en bancos bien definidos, con rumbo general N-S y buzamiento de 42° al oeste. Las cuarcitas son equigranulares, finas a medianas, con escasos clastos no cuarcíferos y cemento silíceo, observándose estructuras bandeadas claras y oscuras originadas durante la sedimentación (Sandruss, 1981).

El citado autor, en función de la longitud, altura y espesor del bloque, estima un volumen aproximado de 3.000.000 metros cúbicos de roca explotable. La producción, por métodos manuales y rudimentarios, en 1997 fue de 60 toneladas, de acuerdo a lo informado por la Dirección Provincial de Minería de Jujuy.

FOSFORITAS

Se reconocen como tales a rocas sedimentarias marinas de escasa profundidad que contienen concentraciones altas de P₂O₅.

En la región oriental de la Hoja, en las vertientes de la Cordillera Oriental que descienden hacia el naciente, se han identificado acumulaciones de fosfatos que conforman parte de una delgada faja que se extiende desde el límite con Bolivia hasta la sierra de Zapla (Schalamuk et al., 1983). Fueron estudiadas durante el desarrollo del Plan de Exploración Minera NOA I de la D.G.F.M. en la década del 70, con el objetivo de ubicar fuentes de materiales para la elaboración de fertilizantes.

Dichas concentraciones se ubican en los niveles medios y superiores del Grupo Santa Victoria, del Ordovícico, dentro de las Formaciones Centinela y Labrado (Formación Sepulturas), formadas por alternancias de fangolitas oscuras y areniscas cuarcíticas, siendo estos últimos bancos los portadores de restos de conchillas del braquiópodo *Lingula*. Las potencias de los niveles enriquecidos van de pocos cm hasta más de un metro, con tenores de 1% hasta 12% de P₂O₅ (Schalamuk et al., 1983).

Durante la exploración mencionada se ubicaron estratos portadores de fosfatos en los cauces de los ríos Naranjo, Santa Cruz, San Lucas, Duraznal, Negro, Tremental, Ocloyas (Catre) y Rangel.

En general, si bien puntualmente se han encontrado valores de P₂O₅ superiores al 10%, los volúmenes detectados son escasos, con lo que las expectativas de aprovechamiento económico son reducidas. Solo en el caso del río Ocloyas (Catre) se identificaron dos bancos de 0,60 m y 3,35 m de potencia respectivamente, que totalizan 41.800 t con una ley media de 6,3% de P₂O₅ (Lizarraga, 1977).

YESO

Canteras María Amanda y Marta (Huichaira) (46)

Unos 5 km al oeste de Tilcara, en ambos márgenes de la quebrada de Huichaira, que avana desde el oeste hacia el río Grande, afloran niveles de yeso que han dado lugar a explotaciones reducidas y esporádicas para su utilización en la manufactura de objetos artesanales.

El yeso se presenta como bancos de origen evaporítico, alojados en sedimentitas limoarcillosas de la Formación Mealla, del Paleógeno, que aflora, por una inversión estratigráfica producto de un cabalgamiento, por debajo de la Formación Yacoraite (Guillou y Ramallo, 1998).

El nivel principal de yeso, concordante con las sedimentitas, se orienta con rumbo medio de N24°E,

buzando con valores aproximados de 38° al oeste. La potencia media oscila entre 0,40 m y 1 m, aunque por las características de la yacencia, la misma es muy irregular, con morfología de características lentiformes, probablemente explicable por desniveles topográficos existentes durante la depositación, o por deformaciones producidas durante la diagénesis o a raíz de la actividad tectónica. La corrida aflorante, considerando ambas canteras al norte y sur de la quebrada, supera los 800 m (Guillou y Ramallo, 1998).

El mineral explotado corresponde a la variedad alabastro, de textura sacaroides muy fina, con tonalidades donde predomina el blanco, aunque por inclusión de material arcilloso adquiere distintas intensidades de coloración rosada.

Las reservas estimadas en ambas canteras alcanzan a 3.778 t (Guillou y Ramallo, 1998).

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Flujo denso (debris flow) de «El Volcán», arroyo del Medio, Jujuy.

La zona donde se desarrolla el proceso de remoción en masa de mayor magnitud de la quebrada de Humahuaca, se ubica entre $24^\circ 00' 28''$ y $23^\circ 52' 52''$ de latitud sur y $65^\circ 30' 00''$ y $65^\circ 25' 52''$ de longitud oeste, a 35 km. al NNO de la ciudad de San Salvador de Jujuy, en el Departamento Tumbaya.

Este proceso ocurre en el ámbito de la cuenca del arroyo del Medio, afluente del río Grande. Sus

cabeceras se hallan en el cerro Peñorco (4300 m), al oeste de la quebrada de Humahuaca. Ocupa una superficie de 49 km^2 , y tiene un recorrido oeste – este de 10 kilómetros de longitud (Foto 17).

La cuenca de drenaje presenta gran cantidad de material clástico. Este proviene de la activa erosión hídrica en las cabeceras de la cuenca, sumada a sedimentos aportados por pequeños deslizamientos que se desarrollan en las márgenes de muy alta pendiente y de la caída de detritos que se encuentran sobre las laderas. Esta gran cantidad de material, en ocasiones de intensas precipitaciones es movilizado a través del canal principal del arroyo del Medio, como flujos densos, calificados como debris flows. Se propone este término, por ser más adecuado, para reemplazar a los de «aluvión» o «torrente de barro», que fueran usados en trabajos previos.

El abanico aluvial del arroyo del Medio se halla compuesto prácticamente en su totalidad por materiales producto de debris flow. Las evidencias de esto se ven claramente en el perfil que se observa en la abrupta escarpa de erosión que limita el abanico en su margen distal.

En años anteriores (1923, 1930 y 1945) acumulaciones de debris flows de gran magnitud llegaron a endicar las aguas del río Grande. Esto generó un cuerpo de agua, con la consecuente inundación de la población de El Volcán, aguas arriba del dique natural que constituyó el flujo. Los depósitos finos, arcillas y limos de tonos amarillentos, que se hallan actualmente en las márgenes o cercanías de la planicie aluvial del río Grande, evidencian la formación de este cuerpo lagunar.

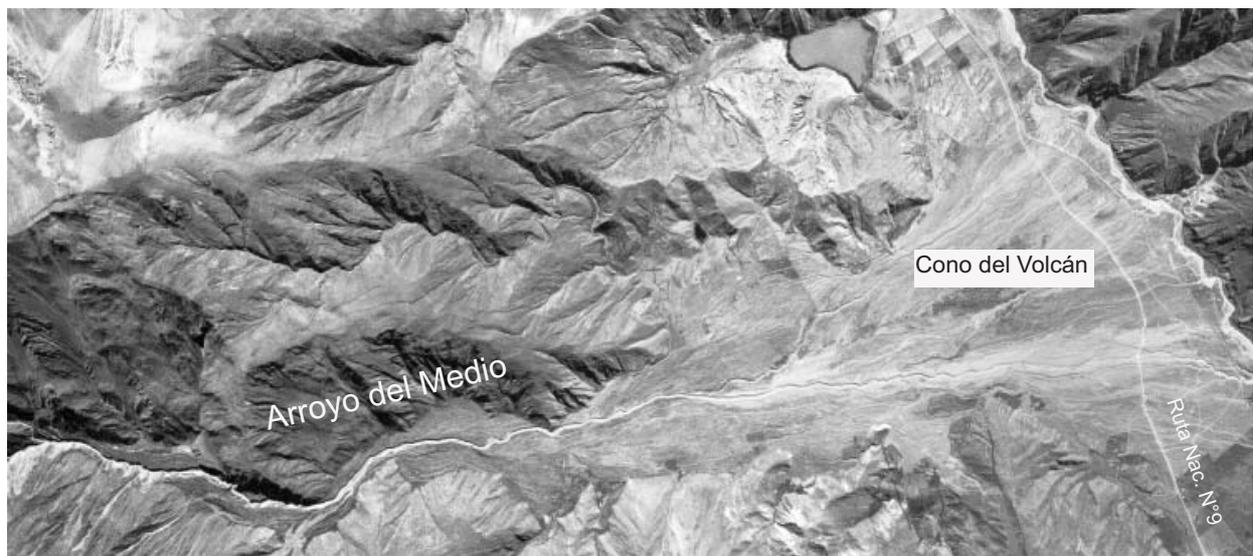


Foto17: Recorte de la foto aérea que ilustra la distribución de los depósitos del debris flow en la cuenca del arroyo del Medio

El citado obstáculo formado constituyó, para el tramo superior de la quebrada, un nuevo nivel de base local, que se expresa aun hoy con un apreciable quiebre de pendiente (Chayle y Agüero, 1987), al cual se ajustó la actividad hídrica de la parte superior de la cuenca del río Grande. Se generó así un epiciclo agradacional aguas arriba del mismo y también se reactivó la erosión retrocedente, dando lugar a una profunda disección de las acumulaciones del debris flow del año 1945, que componían el endicamiento.

Los debris flows de la cuenca del arroyo del Medio suelen aterrizar periódicamente las vías del Ferrocarril General Belgrano y la Ruta Nacional N° 9, provocando consecuentes daños en el transporte y las comunicaciones.

Se destaca la reiteración del fenómeno y sus dañosas consecuencias; la exclusiva composición del abanico aluvial por debris flow; su gran magnitud y su consideración como ejemplo de peligrosidad geológica (remoción en masa).

Yacimiento sedex de mina Aguilar, Jujuy

El área está ubicada en las coordenadas 65°43'10" longitud oeste y 23°12'10" latitud sur, en la ladera este de la sierra de Aguilar.

Constituye depósitos estratiformes de plomo y zinc cuyo modelo genético es del tipo sedimentario exhalativo (sedex). Este yacimiento es el más grande de la Argentina, en su tipo, y está explotado desde 1930.

Los principales minerales son: galena argentífera, blenda y pirita. Hay otros sulfuros tales como calcopirita, arsenopirita, pirrotina, tetraedrita y magnetita; entre los minerales de ganga deben mencionarse calcita, cuarzo, piroxenos diopsídicos, rodonita, epidoto, granates, etc.

La mineralización exhalativa se alojó en el fondo marino del Tremadociano inferior, posteriormente sufrió procesos metamórficos y metasomáticos ligados al emplazamiento del Granito Aguilar y otras magmatitas de filiación alcalina durante el Cretácico Inferior (Martín et al., 1994).

Discordancia Precámbrico - Cámbrico en los alrededores del Abra de Potrerillos, Jujuy.

La discordancia angular que existe entre las sedimentitas de edad precámbrica – cámbrica, producto de los efectos de la fase Tílcárica se puede observar en varios lugares de la Hoja. El de más fácil acceso y mayor visibilidad se encuentra atravesando la ruta provincial N° 52, desde Purmamarca hacia el oeste, una vez pasada el Abra de Potrerillos, en el frente del desmonte efectuado para la traza de la ruta (Foto 18).



Foto 18: Detalle de la discordancia precámbrica – cámbrica en el corte de talud de la ruta de Purmamarca a Susques.

En este mismo lugar además, se observan los pliegues asimétricos vergentes al este en los materiales precámbricos; como así también, al comienzo de esta ruta, pliegues isoclinales de plano axial subvertical, con los ejes buzando fuertemente hacia el norte (características de la denominada Unidad Oriental de Mon y Hongn, 1988 a). Todas estas estructuras han sido atribuidas a la fase Tilcárica (Turner y Méndez, 1975), desarrollada al final del Ciclo Panamericano.

Estructuras oclóicas en los alrededores de la quebrada de Guachichocana y en la quebrada de Purmamarca.

Considerando que la fase Oclóica generó corrimientos y fallas inversas vergentes al oeste (Mon, 1986), en algunos sectores de la quebrada de Humahuaca se pueden observar estas estructuras con superposición de los efectos de la orogenia Ándica.

Por el trazado antiguo de la ruta que unía a Purmamarca con la ruta nacional N° 40, en la quebrada de Guachichocana, se observan corrimientos con dirección de transporte tectónico hacia el oeste que involucran materiales cámbricos y ordovícicos, cortados por estructuras más nuevas (Andinas).

Según Rodríguez Fernández et al. (1998), las características geométricas más importantes de estas estructuras son:

- Las superficies de corrimientos mantienen una cierta oblicuidad con las superficies de estratificación, si bien en largos trechos son paralelos a ellas, lo que parece indicar que los corrimientos se desarrollan en una serie estratigráfica no deformada previamente.

- La potencia o espesor de las láminas alóctonas oclóicas es de decenas o alguna centena de metros, en contraste con la considerable potencia de la mayor parte de las láminas andinas.

Estructuras similares se encuentran cerca del Volcán de Yacoraite, en la quebrada del río del mismo nombre, en este caso, fosilizadas por depósitos cretácicos.

Depósitos cuaternarios en la Puerta de Lipán, Jujuy.

En la desembocadura del arroyo Sepulturas en el río Purmamarca, se encuentran grandes acumulaciones de sedimentos de más de 100 m de espesor, por lo que la quebrada actual queda rellena en su totalidad.

Los sedimentos se componen de gravas y bloques, generalmente provenientes de pizarras y filitas de la Formación Puncoviscana. Estos provienen de flujos densos

(debris flow) y aluvionamientos, acumulados por abanicos aluviales provenientes de barrancas laterales.

La mayoría del depósito está estratificado en capas de gravas heterométricas de un aspecto homogéneo. Esta monotonía se rompe en la capa superior, la cual presenta material brechoide. Esta capa presenta continuidad morfológica en la ladera montañosa, y está relacionada con la regularización de las vertientes.

Para la observación de su magnitud, se sugiere subir a la cuesta de Lipán (Foto 19).

Campo de arenas eólicas de la depresión de las Salinas Grandes - Guayatayoc en la Puna jujeña.

La depresión tectónica entre la laguna de Guayatayoc y las Salinas Grandes contiene elementos morfológicos que muestran condiciones paleoclimáticas muy diferentes. Estas son el abanico aluvial del río de las Burras y el campo de arenas eólicas más extenso de la Puna argentina (Igarzábal y Rivelli, 1996).

El área se encuentra entre los meridianos 65°33' y 66°03'O, a la latitud del Trópico de Capricornio, abarcando una superficie de 500 km² (Foto 20).

El río de las Burras, en condiciones paleoclimáticas de mayor humedad que la actual, acumuló sedimentos básicamente piroclásticos como una gran masa de arena, en la depresión de Salinas Grandes - Guayatayoc.

La posterior aridez activó un proceso eólico que trasladó los sedimentos hasta las serranías que limitan la Puna con la Cordillera Oriental.

Estos depósitos formaron dunas trepadoras por sobre las laderas. A su vez, las lluvias que se producen sobre la sierra transportan estos materiales a la cuenca del río Yacoraite. Esto provoca que depósitos de una cuenca endorreica (cuencas características de la Puna), pasen a la cuenca exorreica del río Grande (quebrada de Humahuaca).

Las formas más frecuentes observadas en el área son: pequeños montículos de arena (nebkas); formas barjanoides (dunas semilunares); cordones de dunas; dunas en horquillas; dunas trepadoras (y mantos de acreción); y cubetas de deflación.

Tectonismo compresivo cuaternario en Tilcara, Jujuy.

En los alrededores de Tilcara se observa una estructura fuera de secuencia o estructura de se-



Foto 19: Depósitos cuaternarios en la Puerta de Lipán

gunda generación, muy bien expuesta. Este tipo de estructuras son las que, aprovechando estructuras anteriores, afectan a los sedimentos sinorogénicos más nuevos.

En la margen izquierda del arroyo Guasamayo, la Formación Maimará (Mioceno terminal - Plioceno inferior), cabalga a depósitos fluviales cuaternarios poco consolidados.

El rumbo de esta falla es aproximadamente N-S, y se observa desde la Ruta Nacional N° 9 a varios kilómetros de distancia (Foto 14)

Discordancia Devónico - Carbonífero en el cerro Piedras, Salta.

La discordancia Devónico - Carbonífero generalmente se la atribuye a la orogenia Cháñica. Debido a la amplitud del hiatus (Devónico alto - Carbonífero inferior y medio) que representa la misma, también podrían intervenir las fases diastróficas Somoncúrica y Malimánica.

En toda la cuenca sudamericana, la característica preponderante es la irregularidad de la superficie, denotada por paleovalles. Esto último indicaría una caída de los niveles de base, correlacionadas con la caída eustática global registrada durante el Carbonífero medio (Veevers y Powell, 1987; Ross y Ross, 1988).

En el área de abra de Zenta a Caspalá, Starck et al. (1992a) realizaron varios perfiles que indican la variación de espesores de la Formación Tupambi (carbonífera) indicando el paleorelieve por sobre el cual se depositó.

Por ejemplo, en el abra de Zenta se encuentran 10 m de la Formación Tupambi sobre 480m de depósitos devónicos; en cambio, en el cerro Piedras los materiales carboníferos aumentan a 140 m, lo que indicaría la existencia de un paleovalle en ese sitio (Figura 4).

Estructuras en Maimará

En la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca, a la latitud del pueblo de Maimará, se pueden observar fallas de desgarre y fallas directas en respuesta a la compresión tectónica. En la ladera occidental de la sierra de Tilcara, por sobre el bloque de areniscas del Grupo Mesón, se pueden seguir tres pequeñas fallas que dibujan crestas triangulares. Estas conforman crestas «hogback» que presentan colores muy variados debido a la participación de sedimentitas del Grupo Salta. Este es un atractivo turístico, donde se suelen sacar fotos panorámicas de la ladera colorida de la sierra que se halla al frente del pueblo de Maimará.

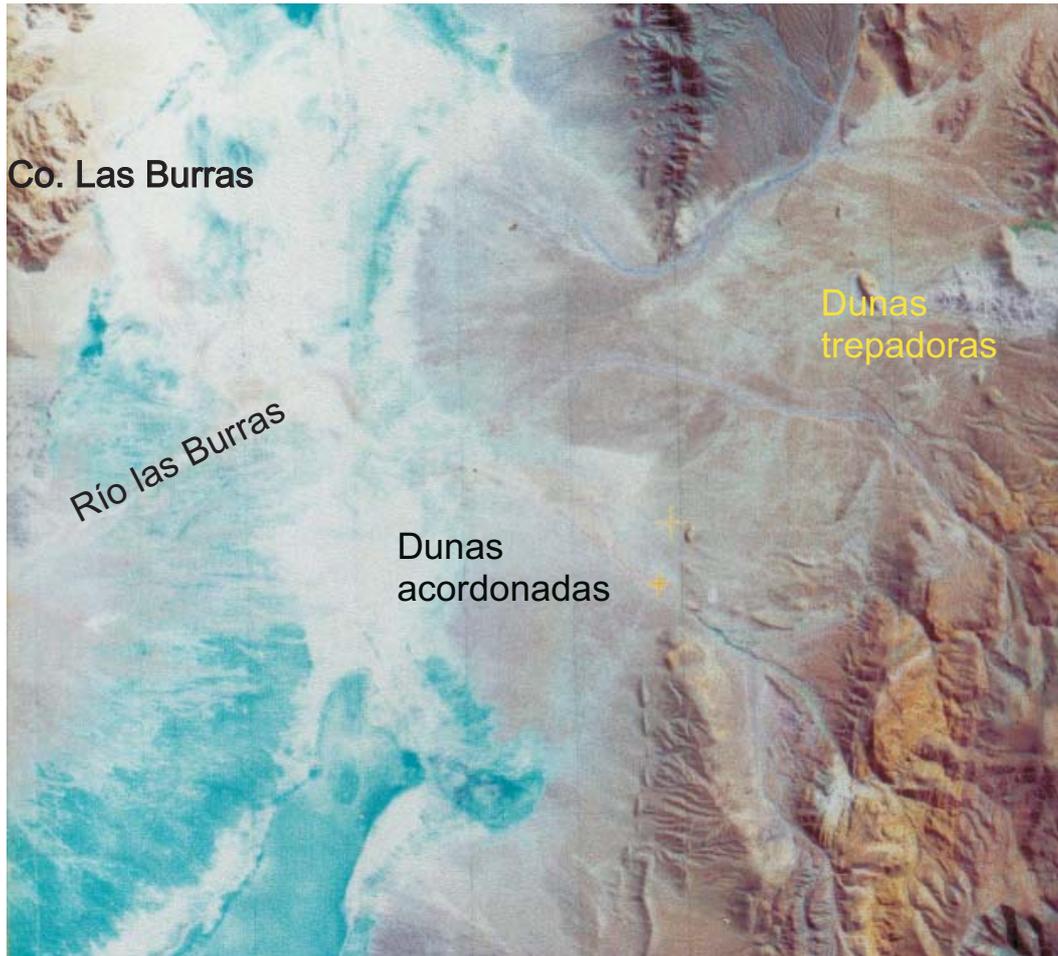


Foto 20: Recorte de la imagen Landsat donde se observa el campo de arenas eólicas de la depresión de las Salinas Grandes – Guayatayoc, en la puna Jujeña.

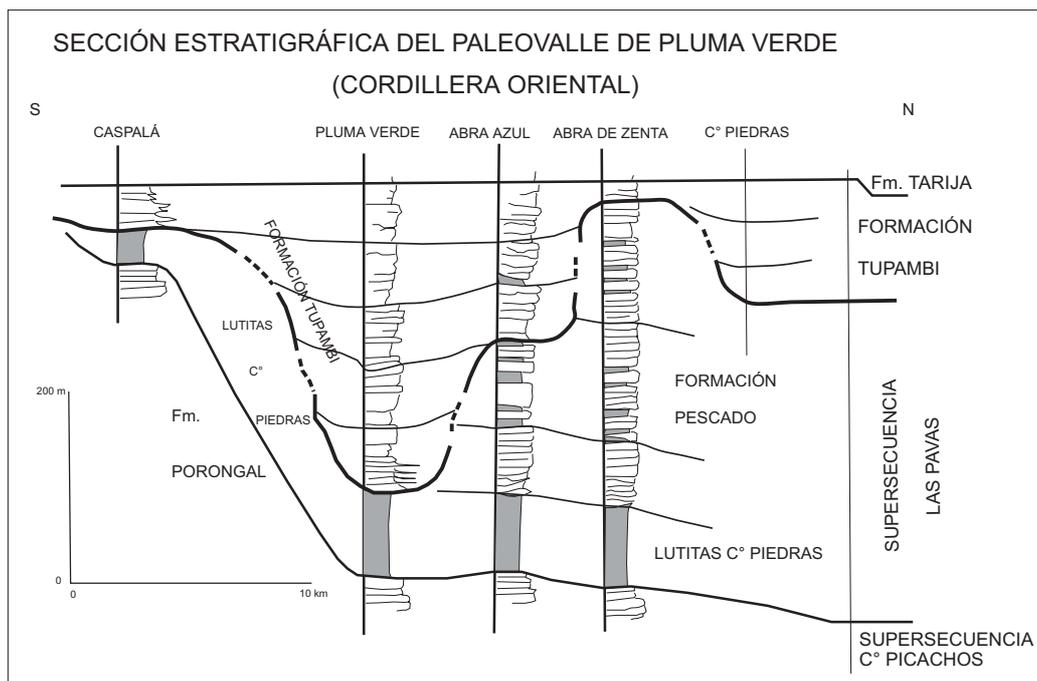


Figura 4: Sección estratigráfica tomada de Starck et al. (1992 a)

BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F. G., 1968. Geología estratigráfica de la región de la Sierra de Cajas. Departamento de Humahuaca (Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 23 (3):207-222.
- Aceñolaza, F. G., 1973. Sobre la presencia de Oldhamia sp en la Formación Puncoviscana de Cuesta Muñano, provincia de Salta, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 28(1):56-60.
- Aceñolaza, F. G. y F. Durand, 1973. Trazas fósiles del basamento cristalino del noroeste argentino. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba*. 2 (1 y 2):45-56.
- Aceñolaza, F. G. y F. Durand, 1986. Upper Precambrian - lower Cambrian biota from the Northwest of Argentina. *Geological Magazine*. 125(4):367-375.
- Aceñolaza, F. G. y F. R. Durand, 1987. Paleontología del límite Precámbrico - Cámbrico de Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, 1:315-320.
- Aceñolaza, F. G., F. R. Durand y J. Sosa Gómez, 1989. Cuenca Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior del Noroeste Argentino. En *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Editores: G. Chebli y L. Spalletti. Serie Correlación Geológica 6:9-18.
- Aceñolaza, F. G. y A. J. Toselli, 1981. Geología del Noroeste Argentino. Publicación Especial. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán, 212 páginas. San Miguel de Tucumán.
- Acevedo, O. M. y H. Bianucci, 1987. Origen extensional de la depresión Guayatayoc, Salinas Grandes (Salta y Jujuy, Argentina). 10° Congreso Geológico Argentino, 1:161-163.
- Alonso, R. N., 1985. Icnitas de aves como control de niveles boratíferos. *Sociedad Científica del Noroeste Argentino*. 1:37-42. Salta.
- Alonso, R. N., 1986. Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos en la Puna, Argentina. Tesis PhD. Universidad Nacional de Salta. 196 páginas (inédito).
- Alonso, R. N., 1987. Valoración icnoavifaunística de ambientes boratíferos. 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología. 1:586-597. Santa Cruz de la Sierra. Bolivia.
- Alonso, R., R. Gutiérrez y J. Viramonte, 1984. Megacuerpos salinos cenozoicos de la Puna Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 1:25-42, Buenos Aires.
- Alonso, R. N., T. E. Jordan and K. Tabbutt, 1989. Neogene sedimentary basins of Argentine southern Puna plateau, Central Andes Mountain. *International Geological Congress. Resumen 28*, 1 :33-34.
- Alonso, R. N., T. E. Jordan, K. T. Tabbutt and D. S. Vandervoort, 1991. Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. *Geology*. 19:401-404. U.S.A.
- Alonso, R. N.; S. Malanca y R. J. Sureda, 1982. Consideraciones sobre el Ordovícico en la Sierra de Aguilar, Jujuy, Argentina. *Revista del Instituto Nacional de Ciencias Geológicas. Universidad Nacional de Jujuy*, 5:15-37. San Salvador de Jujuy.
- Altos Hornos Zapla, 1965. Reconocimiento en el yacimiento Caliza León – Volcán “Finca Jaire”, departamento Capital y Tumbaya. Informe Inédito. 27-36.
- Amengual, R. y J. C. M. Zanettini, 1973. Geología de la comarca de Cianza y Caspalá, provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(4): 341–352.
- Amengual, R. y J. C. Zanettini, 1974. Geología de la Quebrada de Humahuaca entre Uquía y Purmamarca (Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (1):30-40.
- 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. 2:457-479. Buenos Aires.
- Angelelli, V., 1946. La geología y génesis del yacimiento ferrífero de Zapla “Mina 9 de Octubre” (Departamento Capital. Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(1):117-254.
- Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia.
- 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. Buenos Aires.
- Antelo, B., 1983. Formación Pescado (Río Iruya – Salta), su edad y correlación. Nota Breve. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(1):118-119.
- Armatta, L. M., 1983. Geología del sector de la quebrada de Humahuaca limitado entre la quebrada de Ovara y el cerro Agua Colorada, Departamento de Humahuaca, Provincia de Jujuy. Seminario Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 78 páginas. Inédito.
- Arrondo, O., 1990. Análisis palinológico de los perfiles Balapuca y Nogalito (Río Bermejo). Universidad Nacional de La Plata (inédito).

- Astini, R. A. y B. G. Waisfeld, 1993. Análisis estratigráfico y paleoambiental del Ordovícico inferior (Formaciones Acoite y Sepulturas) al oeste de Purmamarca, Cordillera Oriental Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino 1:96-106.
- Astini, R. A. y B. G. Waisfeld, 1995. Estructuras de corte y relleno en secuencias de plataforma: su significado paleoecológico y tafonómico (Ordovícico de la Cordillera Oriental, Argentina). *Ameghiniana* 32 (1):41-55. Buenos Aires.
- Azcuy, C. L. y G. Laffitte, 1981. Palinología de la Cuenca Noroeste Argentina. I. Características de las asociaciones carbónicas: problemas e interpretación. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 823-838. San Luis.
- Baied, B y W. Wheeler, 1993. Evolution of high andean Puna ecosystems: environment, climate and culture change over the last 12000 yrs in the Central Andes. *Mountain Research and Development*, Volumen 13:145-156
- Baldis, B. A., A. Gorroño, V. Ploszkiewicz y R. Sarudiansky, 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:3-22. Buenos Aires
- Ballivian, O., J. Bles y M. Servant, 1978. El Plio-Cuaternario de la región de La Paz. *Cahiers d'Orstom, Serie Geologie*, X:101-113.
- Benedetto, J. L. y S. Malanca, 1975. Los trilobites ordovícicos de Los Colorados, departamento de Tumbaya (provincia de Jujuy). 1 Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas 1:149-173. Tucumán.
- Berman, W. D., 1985. Una nueva especie de Procyonidae (Mammalia, Carnivora) del Terciario superior de la provincia de Jujuy (Argentina). Consideraciones sobre la distribución geográfica de *Cyonasua* durante el Mioceno tardío. *Boletín Informativo de la Asociación Paleontológica Argentina* N° 16:8-9.
- Bianucci, H. A., 1975. Perfil de los arroyos Los Berros, del Medio y Canteras. Serranía de Calilegua. Informe de YPF. Inédito.
- Bodenbender, W., 1906. Una exploración geológica en la región de Orán, Provincia de Salta. Ministerio de Agricultura, *Boletín* 4(4-5):3-13.
- Boll, A. y R. Hernández, 1985. Análisis estratigráfico-estructural. Evaluación como objetivo exploratorio. Área Tres Cruces, provincia de Jujuy. YPF. Informe Inédito.
- Boll, A. y R. Hernández, 1986. Interpretación estructural del área de Tres Cruces. *Boletín de Informaciones Petroleras*. Tercer época. Año II (7): 2-14.
- Bonarelli, G., 1913. Las Sierras Subandinas del Alto Aguara Güe y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, Departamento de Orán, Provincia de Salta. *An. Min. Agr., Secc. Geol.*, 8(4). Buenos Aires.
- Bonarelli, G., 1914. La estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Orán, Provincia de Salta. Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología. *Boletín Serie B (geología)* 9. Bs. As.
- Bonarelli, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento de las regiones petrolíferas subandinas del Norte. Provincias de Salta - Jujuy. *Anales del Ministerio de Agricultura . Secretaría de Geología y Minería*, 15, 1. Buenos Aires.
- Bond, M. y G. López, 1995. Los mamíferos de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la provincia de Jujuy. *Ameghiniana* 32 (3):301-309.
- Bordonaro, O., 1992. El Cámbrico de Sudamérica. En *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Universidad de Extremadura. 69-84. España.
- Borrello, A. V., 1969. Los geosinclinales en la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería. *Anales* 14, 118 páginas. Buenos Aires.
- Bosso, M. A., 1994. Estratigrafía y sedimentología de las Formaciones Zapla y Lipeón y los depósitos ferríferos asociados en las Sierras Subandinas Centrales del norte Argentino. Universidad Nacional de Salta. Tesis Doctoral. Inédito.
- Brackebush, L., 1883. Estudios sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Academia Nacional de Ciencias. Boletín* 5:137-252. Córdoba.
- Brackebush, L., 1891. Mapa Geológico del Interior de la República Argentina. Escala 1:100.000. Gotha.
- Brackebush, L., 1893. Las condiciones de la minería en la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Boletín* 45:225-281.
- Brodtkorb, M. K. de, S. Ametrano y J. Otermann, 1978. Contribución al conocimiento mineralógico del yacimiento El Queva, provincia de Salta. *Revista Asociación Mineralogía, Petrología y Sedimentología*. 9:75-88.
- Bull, W., 1986. Relative rates of long term uplift of mountain fronts. U.S. Geological Survey, Open File Report 87:192-202
- Bull, W. and L. Mac Fadden, 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. En D. Doehring (ed.) *Geomorphology of Arid Regions*, 115-138. Binghamton.
- Camacho, M., A. Díaz, G. A. Bossi, W. J. Chiliguay y M. de las M. Otaiza, 1993. Dolomita de Tumbaya, diagénesis y vulcanismo sinsedimentario, Jujuy, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino. Actas 1:274-280. Buenos Aires.

- Camacho, M., A. Díaz, H. R. Mealla, F. O. Dziuk, M. Ariñez y G. N. Solís, 1990. Estudio microscópico de dolomías para uso refractario. 4° Jornadas de Ingeniería en Minas. 2:435-450.
- Carabajal, E., R. Pascual, R. Pinedo, J. A. Salfity y N. Vucetich, 1977. Un nuevo mamífero de la Formación Lumbreira (Grupo Salta) de la comarca de Carahuasi (Salta, Argentina). Edad y correlaciones. Museo Municipal de Ciencias Naturales Lorenzo Scaglia. 2(7):148-163. Mar del Plata.
- Castellanos, A., 1923. Le limite Plio-Pleistocene et le probleme de loóme tertiare danz la Republique Argentine. Revista de la Universidad Nacional de Córdoba. 10(1):110-122.
- Cazau, L. B., 1977. Evaluación petrolera de rocas carbonáticas: Formación Yacoraite, Grupo Salta. YPF. Informe inédito.
- Cazau, L., J. Oliver Gascón y N. Cellini, 1975. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) en la porción oriental de Salta y Jujuy. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:314-356. Neuquén.
- Cellini, N., 1973. Estructura y estratigrafía del área El Naranjo - El Mirador (Provincia de Salta). YPF. Informe inédito.
- Cerdán, J., 1979. Informe inferido al Permo - Carbónico en la zona del noroeste de Aguaray y Jallín. YPF. Informe inédito.
- Clapperton, Ch., 1991. Influence of tectonics in the extent of Quaternary Glaciations in the Andes. IG-USP, Publicación Especial, 8:98-108.
- Clapperton, Ch., 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam, 779 pp.
- Clavijo, L. 1948. Levantamiento geológico de la cuenca del río Pescado superior. YPF. Informe inédito.
- Coira, B., 1979. Descripción geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional, Boletín 170. 90 páginas.
- Cortés, J. M., M. Franchi y F. Nullo, 1987. Evidencias de neotectónica en las sierras de Aguilar y del Tanque, Cordillera Oriental y Puna jujeñas, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino. I: 239-242. Tucumán.
- Cuerda, A., M. Alfaro, J. M. Cortés, M. Franchi y A. Menéndez, 1992. Graptolites ordovícicos en la Sierra de Cajas, Cordillera Oriental de Jujuy, Argentina. Revista Geológica de Chile. 19(1):19-35.
- Chayle, W. y P. Agüero, 1987. Características de remoción en masa en la cuenca del río Grande. Revista del Instituto de Geología y Minería N°7:107-121.
- Chayle, W. y B. Coira, 1987. Vulcanitas básicas a ultrabásicas y mesosilíceas de la Formación Puncoviscana en el área de Cerro Alto de Minas, departamento de Tilcara, Jujuy, Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4:296-298. Tucumán.
- Danieli, C. A. y J. C. Porto, 1968. Sobre la extensión austral de las Formaciones mesozoico-terciarias de la provincia de Salta, límite con Tucumán. 3ras. Jornadas Geológicas Argentinas 1:77-90.
- De Carles, 1906. En: Armatta, L. M., 1983. Geología del sector de la quebrada de Humahuaca limitado entre la quebrada de Ovara y el cerro Agua Colorada, Departamento de Humahuaca, Provincia de Jujuy. Tesis Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán. 78 páginas. Inédito.
- De Ferrariis, C. I., 1940. Corrimientos de bloques de montaña de los alrededores de Purmamarca, departamento de Tumbaya, provincia de Jujuy. Universidad Nacional de La Plata, Instituto del Museo, Tesis del Museo N°1. La Plata.
- De los Hoyos, L., 1968. Depósitos de baritina del área de Moya. Departamento Tilcara. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito.
- De los Hoyos, L., 1978. Proyecto especial borateras de Guayatayoc. Servicio Minero Nacional. Subsecretaría de Minería. Inédito.
- Del Papa, C., 1994. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Maíz Gordo (Terciario Inferior) en el sur de la cuenca del Grupo Salta. Universidad Nacional de Salta. Tesis Doctoral. Inédita.
- Do Campo, M., R. Omarini y H. Ostera, 1994. Edades K-Ar en fracciones finas de pelitas en la Formación Puncoviscana, Salta, Argentina. Revista Geológica de Chile, 21 (2): 233-240. Santiago de Chile.
- Donato, E., 1987. Características estructurales del sector occidental de la Puna Salteña. Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Epoca, Año 4 (12):89-98. Buenos Aires.
- Donato, E. y G. Vergani, 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona de Cerro Rincón, provincia de Salta, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno. Actas 1:262-283. Antofagasta. Chile.
- Donato, E. y G. Vergani, 1988. Geología del área de San Antonio de los Cobres. BIP V (15):83-101. Buenos Aires.
- Dovrovoly, E., 1962. Geología del Valle de La Paz. Boletín del Departamento Nacional de Geología N°3:1-153.
- Fernández, J., P. Bondesio y R. Pascual, 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbreira (Eógeno, Eoceno?) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas. Ameghiniana 10 (2):152-172. Buenos Aires.
- Fernández, J., V. Markgraf, H. Panarello, M. Alberro, F. Angiolini, S. Valencio y M. Arriaga, 1991. Late Pleistocene-early Holocene environments and climates, fauna and human occupation in the Argentine Altiplano. Geoarchaeology, Volumen 6:251-272.

- Fernández, R. I., 1986. Nuevos minerales fosfáticos en dos localidades de la Cordillera Oriental de la provincia de Jujuy. Argentina. 8° Congreso Geológico de Bolivia. La Paz. Bolivia.
- Fernández, R. I., 1987. Nuevos hallazgos de minerales fosfáticos en el sector austral de la Sierra de Tilcara, provincia de Jujuy. 4° Congreso Peruano de Geología. Lima, Perú.
- Fernández, R. I., 1988 a. Aportes a la mineralogía de la Formación Volcán en el tramo inferior de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy, Argentina. Actas 5° Congreso Geológico Chileno. 2:E97-E114, Santiago de Chile.
- Fernández, R. I., 1988 b. Síntesis del Ciclo Pampeano, en el tramo inferior de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy, República Argentina. Actas 5° Reunión Argentina de Microtectónica. 1-8. Córdoba.
- Fernández, R. I., 1989. Prospección de rocas fosfáticas en la ladera occidental de la Sierra de Tilcara. Margen izquierda de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy, Argentina. Actas 2° Congreso Internacional de Minería. Universidad Nacional de Loja: 1-19. Ecuador.
- Fernández, R. I. 1990. Hallazgo de lantánidos en calizas de la F. Volcán (Cámbrico s. l.) de la Sierra de Tilcara. Provincia de Jujuy. República Argentina. Primeras Jornadas de Tierras Raras. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba: 1-5. Córdoba. República Argentina.
- Fernández, R. I., 1995. Prospección de rocas fosfáticas en el Paleozoico inferior de la Sierra de Tilcara, provincia de Jujuy. Inédito.
- Fernández, R. I., 1996. Hallazgos de lantánidos en calizas de la Formación Volcán (Cámbrico s. l.) en Cerro Bayo, provincia de Jujuy, República Argentina. 12° Congreso Geológico Boliviano 2:545-550.
- Fernández, R., C. Bazán y M. Carrión, 1990. Caracteres geológicos y estructurales del yacimiento "Agua Chica", Departamento Tumbaya, provincia de Jujuy, Argentina. Nota Breve. 9° Congreso Geológico Boliviano. 1-3. Cochabamba. Bolivia.
- Fernández Carro, J., 1941. Levantamiento del Anticlinal Río Colorado (Salta). Informe de YPF, inédito.
- Fernández Garrasino, C. A. 1975. Estructura de la zona del Arroyo Santa María, Arroyo Las Calerías, Río Colorado, Río Seco y Colonia Santa Rosa (Provincia de Salta) Informe de YPF inédito.
- Fernández Garrasino, C. A., 1985. El basamento del noroeste argentino. Revista BIP. Tercer época. Año II. (5):18-41.
- Fernández Garrasino, C. y J. Cerdán, 1981. La Formación Santa Rosita (Devónico inferior) en la Argentina y sus posibles equivalentes. 8° Congreso Geológico Argentino. III:193-202.
- Fernández Garrasino, C., J. Gebhard y V. Narciso, 1984. Mapa Geológico del Noroeste Argentino. 1:500.000. Actas 9° Congreso Geológico Argentino. 4:208-210, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1931. Observaciones geológicas en las provincias de Salta y Jujuy, en Contribuciones a la Primera Reunión Nacional de Geografía. Buenos Aires. 1931. Dirección General de YPF. Contribución N° 7:1-37. Buenos Aires.
- Frakes, L. A. and J. Crowell, 1969. Late Paleozoic Glaciation: I. South America. Geol. Soc. Am. Bull. 80:1007-1042.
- Franchi, M. R. y J. M. Cortés, 1988. Descripción geológica de la Hoja 4c Sierra de Aguilar. Carta geológico – económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Minería y Geología. Informe preliminar. 114 pág.
- Fuertes, A., H. Brocca y H. Caldironi, 1969. Observaciones geológicas en los ríos Valle Grande, Las Cañas y San Lorenzo (Jujuy) Informe de YPF. Inédito.
- Gabaldón, V., M. A. González y A. Lizuaín, 1998. El mapa geológico. En: Geología Regional y Geomorfología. Estudio geológico integrado de la Quebrada de Humahuaca. Publicación especial Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) - Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Anales 30:2-16.
- Galli, C. I. y R.E. González, 1995. Ambiente de depósito del Grupo Orán (Neógeno) en el Valle de Lerma, Noroeste Argentino. Primera Parte. Taller sobre controles en la sedimentación aluvial. Resúmenes. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia - Asociación Argentina de Sedimentología.
- Gardeweg, M., R. Steve, J. Sparks y S. Matthews, 1997. La evolución del volcán Lascar y su relación con el clima del Pleistoceno superior-Holoceno de los Andes Centrales. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1:327-331, Antofagasta
- Gebhard, J., A.P. Giúdice y J. Oliver Gascón, 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy. República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 19(5):359-375.
- Gerth, H., 1932. Geologie von Sudamerikas. T 2. Berlín.
- Giúdice, A. 1973. Columna estratigráfica generalizada e integrada de la cuenca devónica y carbónica salto jujeña. Informe de YPF, inédito.
- Gómez Omil, R. J., 1976. Informe preliminar de mina Natasia. Distrito El Colorado, Departamento Tumbaya. Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 9 pp.

- Gómez Omil, R. J., A. Boll y R. M. Hernández, 1989. Cuenca Cretácico - Terciaria del Noroeste Argentino (Grupo Salta). En Cuenclas Sedimentarias Argentinas. Editores: G. Chebli y L. Spalletti. Serie Correlación Geológica. 6:43-64.
- González, R. E. y C. I. Galli, 1995. Ambiente de depósito del Grupo Orán (Neógeno) en el Valle de Lerma, Noroeste Argentino. Segunda Parte. Taller sobre controles en la sedimentación aluvial. Resúmenes. Taller de trabajo. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Asociación Argentina de Sedimentología:31-32.
- González, R. E. y R. A. Marquillas, 1994. Depósitos lacustres carbonáticos en la cuenca neógena de antepaís, Sierra de Zapla, norte de la Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno. Actas 1:451-455, Concepción.
- González Amorín, R., 1958. Estudio preliminar sobre los calcáreos dolomíticos de Tumbaya. Altos Hornos Zapla. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos. Jujuy. Informe inédito.
- 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. 1:413.
- González Díaz, E. y L. Fauqué, 1987. Proveniencia del material componental del torrente de barro de «El Volcán», Quebrada de Humahuaca, Jujuy, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, 3:309-312.
- González Díaz, E., L. Fauqué y F. Pereyra, 1991. Utilidad del mapeo geomorfológico en la toma de decisión. Una traza alternativa para el FFCC Belgrano en la quebrada de Humahuaca. Revista de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, Tomo 7:133-145.
- 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.
- Grier, M. E., 1990. The influence of Cretaceous Salta rift basin in the development of Andean structural geometries, NW Argentina. Journal of South American Earth Sciences. 4:351-372.
- Groeber, P., 1952. Mesozoico. Ándico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. GAEA. II (1):349-521. Buenos Aires.
- Grosjean, M. and L. Núñez, 1994. Lateglacial, Early and Middle Holocene environments, human occupation and resource use in the Atacama. Geoarchaeology Volumen 9:271-286.
- Guerrero, C. M., 1981. Contribución al conocimiento geológico de la zona de Chucalezna, Departamentos Tilcara y Humahuaca. Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad de Tucumán. Seminario. Inédito. 86 pp.
- Guillou, J. y E. Ramallo, 1998. Perfil geológico – económico cantera de alabastro Huichaira, Tilcara, Jujuy. Dirección Nacional de Minería. Dirección de Evaluaciones Mineras. Delegación Salta. Inédito. 18 pp.
- Hagermann, T., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del Departamento de Santa Bárbara, provincia de Jujuy. Boletín de Informaciones Petroleras, CVII, 10:1-35.
- Halpern, M. y C. D. Latorre, 1973. Estudio geocronológico inicial de rocas del noroeste de la República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28(2):195-205.
- Harrington, H. J., 1946. Las corrientes de barro (mudflows) de «El Volcán», Quebrada de Humahuaca. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 1 (2): 149-165.
- Harrington, H., 1957. Ordovician formations of Argentina. En: Harrington, H. J. y A. F. Leanza. Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology. University Kansas Press, Special Publication. 1:1-59.
- Harrington, H., 1975. South America. In: Fairbridge R. (Ed.): The encyclopedia of world regional geology, 1:456-465. Reinhold Book Co. New York.
- Harrington, H. J. y A. Leanza, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Special Publication. I. Dept. of Geol. Univ. Kansas. Lawrence.
- Hausen, J., 1925. Borde oriental de la Puna de Atacama. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. 28(1):1-95. Córdoba.
- Hausen, H., 1930. Geologische Beobachtungen in den Hochgebirgen der Provinzen Salta an Jujuy, Norwest argentinien. Meddel. Ago. Akad. Geol. Minerl. Inst. 11. Helsinki.
- Hernández, R., J. Reynolds y A. Disalvo, 1996. Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el río Iruya. Boletín de Informaciones Petroleras. 45:80-93.
- Herrero Ducloux, A., 1940. Sobre los fenómenos de corrimiento de ambos lados de la quebrada de Juella, Departamento de Tilcara, provincia de Jujuy. Universidad Nacional de La Plata. Instituto del Museo. Tesis del Museo N°2. La Plata.
- Hongn, F. D., 1992. Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna. Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral. Inédito.

- Ibáñez, M., 1960. Informe preliminar sobre el hallazgo de anuros en las Areniscas Inferiores de la Quebrada del río de las Conchas (Provincia de Salta, Argentina). *Acta Geológica Lilloana*, 3:137-180.
- Igarzábal, A., 1981. El sistema glaciolítico de la cuenca superior del río Juramento, provincia de Salta. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas IV:167-183.
- Igarzábal, A., 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas de la Puna. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas III:595-603.
- Igarzábal, A., 1991. Morfología de las provincias de Salta y Jujuy. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, N°8:97-132. Universidad Nacional de Jujuy.
- Igarzábal, A. y F. Rivelli, 1996. Características y evolución morfológica de la masa de arena de la depresión de Salinas Grandes. *Revista del Instituto de Geología y Minería* N°11:27-38. Universidad Nacional de Jujuy.
- Jezeq, P., 1986. Petrographie und Fazies der Puncoviscana Formation, einer turbiditischen serie in Oberprekambrium and Unterkambrium NW - Argentinien. Diss. Univ. Munster (Inédito).
- Jezeq, P., 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En *El Ciclo Pampeano en la estructura Andina. Serie Correlación Geológica* N°4. Universidad Nacional de Tucumán (UNT):9-36. San Miguel de Tucumán.
- Juárez, F., 1955. Yacimientos antimoníferos Coiruro. Dirección Nacional de Minería. Delegación Noroeste. Inédito. 9pp.
- Keidel, J., 1907. Über den Bau der Argentinischen anden. *Sitzungsberichte der kais. Akademie d. Wissenschaft in Wien. Math. Natur. Klase*, Band CXVI, Heft 4-5, N°1, 649-674. Viena
- Keidel, J., 1910. Estudio geológico en la quebrada de Humahuaca y en la de Iruya. *An. Min. Agric. Secc. Geol.* 2:76-77. Buenos Aires.
- Keidel, J., 1912. Die neuen Ergebnisse der Staatslichen geologischen Untersuchungen in Argentinien. *Compt. Rendu XI Congr. Geol. Intern.*:1127-1141.
- Keidel, J., 1913. Junge fluviatile aufschutungen in den nordichen argentinischen Andean. *Geol. Charakterbilder von Stille*: 18p. Berlín.
- Keidel, J., 1943. El Ordovícico inferior de los Andes del Noroeste argentino y sus depósitos marinos glaciares. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Boletín* 36(29):140-229.
- Kilmurray, J. y A.P. 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.
- Kittl, E. y P. Kittl, 1965. Algunos datos sobre la formación de minerales de wolframio. *Acta Geológica Lilloana*, 6:129. Tucumán.
- Kobayashi, T., 1935. On the Kainella fauna of the basal Ordovician age found in Argentina. *En Japanese Journal of Geology and Geography*. 12(3-4):59-67. Tokyo.
- Lanfranco, C., 1972. Estudio de la intrusión en la falda oriental de la sierra de Aguilar y metamorfitas del área de contacto. Universidad Nacional de Córdoba. Tesis inédita. 120 pp.
- Leidhold, H. y L. De los Hoyos, 1969. Cantera de dolomita Agua Chica. Departamento de Tumbaya, Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 9pp.
- Lencinas, A. N. y J. A. Salfity, 1973. Algunas características de la Formación Yacoraite en el oeste de la Cuenca Andina, provincias de Salta y Jujuy. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 253-267. Córdoba.
- Linares, E. y C. A. Latorre, 1975. La edad del granito Aguilar, provincia de Jujuy, Argentina. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 2:91-98. Buenos Aires.
- Lizarraga, A., 1977. Recursos fosfáticos de la provincia de Jujuy. Estudio y relevamiento de los sectores Cargadero Chauque y Río Catre. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 19pp.
- Locutura, J., E. Ramallo y F. Tornos, 1998. Análisis metalogenético de la quebrada de Humahuaca. En: *Estudio geológico integrado de la quebrada de Humahuaca. Anexo II. Publicación especial Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) - Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)*. Anales 30:28pp.
- López, C. R., 1968. Geología de la Quebrada de Huasamayo y adyacencias. Depto de Tilcara, prov. de Jujuy. Universidad Nacional de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis inédita. Buenos Aires.
- López, C. R. y F. E. Nullo, 1969. Geología de la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca, de Huacalera a Maimará. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24 (3): 173-182.
- López Gamundi, O. 1968. Origen y sedimentología de las diamictitas del Paleozoico superior de Argentina (con especial referencia a la cuenca de Calingasta – Uspallata). Universidad Nacional de Buenos Aires. Tesis doctoral. Inédita.
- Loss, R. y A. Giordana, 1952. Osservazioni sul Proterozoico di Jujuy, Argentina. *Soc. Ital. Scien. Nat. Y Mus. Civ. Storia Nat. In Milano, Atti*, 91(3-4):141-189.

- Malanca, S. H., 1973. Estudio paleontológico del Ordovícico aflorante en el tramo inferior de la Quebrada de Purmamarca (Dpto. Tumbaya, Pcia. de Jujuy) Departamento de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta. Seminario I (Inédito) 48 p.
- Manca, N., Coira, B., Barber, E. y A. Pérez, 1987. Episodios magmáticos del Ciclo Pampeano y Famatiniano en el Río Yacoraite, Jujuy. Actas 10° Congreso Geológico Argentino 4:296-298. Tucumán.
- Marett, R. A., R. W. Allmendinger, R. N. Alonso and R.R. 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.
- Márquez Vieyra, M., 1969 a. Informe geológico de Mina Cobre Loma. Departamento Tumbaya. Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 6 pp.
- Márquez Vieyra, M., 1969 b. Informe geológico de Mina Cienaguillas. Departamento Tumbaya. Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 6 pp.
- Márquez Vieyra, M., 1969 c. Informe geológico de la Mina Cobre Hornos. Departamento Tumbaya. Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 8 pp.
- Márquez Vieyra, M., 1970 a. Informe geológico minero de la cantera de material calcáreo de Maimará. Departamento Tilcara. Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 14 pp.
- Márquez Vieyra, M., 1970 b. Informe geológico económico de la Mina 9 de Julio. Departamento Tilcara. Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 22 pp.
- Marquillas, R., 1985. Estratigrafía, sedimentología y paleoambientes de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el tramo austral de la cuenca del norte argentino. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Salta. Pag. 139
- Marshall, L. G., R.F. Butler, R.E. Drake and G.H. Curtis, 1982. Geochronology of type Uquian (late Cenozoic) land mammal age, Argentine. *Science* 216 (4549):986-989.
- Martín J. L., 1989. Estudio geológico en los depósitos metalíferos de la sierra de Aguilar. Departamento de Humahuaca, Provincia de Jujuy. Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. 242 páginas y anexos.
- Martín, J. L., F. J. Flores y R. J. Sureda, 1994. Investigación geoquímica en un yacimiento «sedex» del Ordovícico inferior: Mina Aguilar, Jujuy, Argentina (23°12'S). *Revista Geológica de Chile*. 21 (1):71 - 90.
- Martín, J. L., S. Malanca y R. Sureda, 1987. La fauna graptolítica de Sierra de Aguilar, Jujuy, Argentina. Algunos comentarios sobre las Formaciones Ordovícicas. 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología, 2:599-620. Santa Cruz de la Sierra.
- Martín, J. L., S. Malanca y R. J. Sureda, 1989. Nuevos hallazgos paleontológicos en el Ordovícico de la Sierra de Aguilar, Jujuy, Argentina. Implicancias estratigráficas y consideraciones geológicas. 8° Congreso Geológico Boliviano, Bodas de Plata SGB. 1:32-58. La Paz.
- Martín Serrano, A y P. Tchilinguirian P., 1998. El mapa geomorfológico. En: *Geología Regional y Geomorfología. Estudio geológico integrado de la quebrada de Humahuaca*. Publicación especial Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) – Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Anales 30: 29-57.
- Marturet, R. y J. Fernández, 1973. Problemas tectónicos de la Puna Oriental. I) El sinclinal de Mal Paso y la Sa. de Aguilar. 5° Congreso Geológico Argentino 5:57-69. Buenos Aires.
- Mather, K. F., 1922. Front ranges of the Andes between Santa Cruz and Embarcación. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (Nueva York) 33:709-764.
- Matheus, B., 1974. Informe preliminar Mina Edith Luisa. Departamento Tumbaya. Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 13 pp.
- Mealla, H. R., F. Onder Dziuk, J. M. González, R. O. Baglivo y M. Camacho, 1990. Estudio del comportamiento térmico de dolomitas de Jujuy y San Juan. 4° Jornadas de Ingeniería en Minas. 2:249-268.
- Méndez, V., 1973. Geología de la comarca de Mina Aguilar y alrededores, Dpto. de Humahuaca (Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28 (4) :319 - 330.
- 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.
- Méndez, V., J.C.M. Turner, A. Navarini, R. Amengual y O. Viera, 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy, Rep. Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, 118 pag., Buenos Aires.
- Méndez, V. y L. M. Villar, 1975. Los filones ultrabásicos del río Piedras, Sierras Subandinas de Salta y Jujuy. 6° Congreso Geológico Argentino. 2: 119 - 120.
- Méndez, V. y L. M. Villar, 1977. Edad de los filones ultrabásicos (alnoítas) del río Piedras, Sierras Subandinas de Salta y Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32 (1):77 - 79.

- Mingramm, A. y A. Russo, 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. En: Geología Regional Argentina. A. F. Leanza (Dir. y Ed.) Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 185-211.
- Mirré, J. y F. Aceñolaza, 1972. El hallazgo de *Oldhamia* sp. (traza fósil) y su valor como evidencia de la edad cámbrica para el supuesto precámbrico del borde occidental del Aconquija, provincia de Catamarca. *Revista Ameghiniana. Asociación Paleontológica Argentina* 9(1):72-78.
- Mon, R., 1979. Esquema estructural del Noroeste Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35:53-60.
- Mon, R. y F. D. Hong, 1987. Estructura Ordovícica de la Puna. *Asociación Geológica Argentina. Revista* 42(1):31-38.
- Mon, R. y F. Hong, 1988 a. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43 (1): 124-127.
- Mon, R. y F. D. Hong, 1988 b. El corrimiento del borde occidental del Cratógeno Central de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43:338-342.
- Mon, R., S. Rahmer y R. Mena, 1993. Estructuras superpuestas en la Cordillera Oriental, Provincia de Jujuy, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, 2:48-54. Mendoza.
- Monaldi, C. R., J. A. Salfity, N. Vitulli y A. Ortiz, 1993. Estructuras de crecimiento episódico en el subsuelo de la laguna de Guayatayoc, Jujuy, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino 3:55-64.
- Monteros, J. A., M.C. Moya y A. Cuerda, 1993. Graptolitos ashgilliano - llandoveryanos en la base de la Formación Lipeón, Sierra de Zapla, Jujuy. Su importancia en la correlación con el Silúrico de la Precordillera Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino. 2:304-314.
- 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.
- Moya, M. C., 1988. Estratigrafía del Tremadociano en el tramo austral de la Cordillera Oriental Argentina. Universidad Nacional de Salta. Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Doctoral, 368 páginas (inédito).
- Moya, C., 1997 La Fase Tumbaya (Ordovícico inferior) en los Andes del norte argentino. 8° Congreso Geológico Chileno. Vol. 1:185 – 189
- Moya, M.C. y J. A. Salfity, 1982. Los ciclos magmáticos en el noroeste argentino. 5° Congreso Latinoamericano de Geología Actas 3: 523-536. Buenos Aires.
- Nieniewsky, A. y A. Wleklinski, 1950. Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(4):169-202.
- Oliver, J. 1973. Observaciones geológicas del Terciario al oeste del Ferrocarril General Belgrano entre las estaciones Martínez del Tineo y Piquete Cabado, Departamento de Anta, provincia de Salta. YPF. Informe inédito.
- Oliver, J., 1976. Observaciones geológicas al oeste de Orán, en la serranía de las mesetas y áreas colindantes. Informe inédito de YPF.
- Omarini, R. y B. A. Baldis, 1984. Sedimentología y mecanismos deposicionales de la F. Puncoviscana (Grupo Lerma, Precámbrico-Cámbrico) del Noroeste Argentino. 9° Congreso Geológico Argentino 1:384-398.
- Omarini, R. y R. Sureda, 1993. Evolución geodinámica y configuración paleogeográfica en los Andes Centrales del Proterozoico superior al Paleozoico inferior: modelos, alternativas y problemas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 3:291-307.
- Ortiz, A., 1962. Estudio geológico de la Sierra de Castillejo y Sancha. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. Tesis inédita.
- Ottone, E. G., B. G. Waisfeld y R. A. Astini, 1995. Acríticas del Ordovícico temprano de la Quebrada de Chalala, Noroeste de Argentina. *Ameghiniana* 32(3):237-242. Buenos Aires.
- Padula, E., E. Rolleri, A. Mingramm, P. Criado Roque, M. Flores and B. Baldis, 1967. Devonian of Argentina. Intern. Symp. Devonian System. Proc., II:165-199. Calgary.
- Palma, R.M., 1984. Interpretación ambiental de las formaciones del límite Cretácico-Terciario en el perfil Esquina Blanca (Dpto. Humahuaca, prov. de Jujuy). 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 420-436. S. C. de Bariloche.
- 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, 3:743 -758 . San Luis.
- Pascual, R., M. G. Vucetich, y J. Fernández, 1978. Los primeros mamíferos (Notoungulata. *Hericosornidae*) de la Formación Mealla (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara). Sus importancias filogenéticas, taxonómicas y cronológicas. *Revista Ameghiniana*. Vol. 15:36-390
- Porto, J., R. I. Fernández y M. Carrión, 1990. Calizas y dolomías de la Formación Puncoviscana s. l. En: El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica N°4:37-52. Universidad Nacional de Tucumán. República Argentina.

- Pratt, W., 1961. Local evidence of Pleistocene to Recent orogeny in the Argentine Andes. *Geol. Soc. of América, Bull.* 72:1539-1550.
- Ramos, M. C. y A. A. Iza, 1966. Informe del yacimiento dolomítico de Tumbaya. Dirección Provincial de Minería y Recursos Energéticos. Jujuy. Informe inédito.
- Ramos, V., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna salto-jujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. 5° Congreso Geológico Argentino, 4:160-202.
- Ramos, V. A., M. A. Turic y A. B. Zuzek, 1967. Geología de las quebradas de Huichaira-Pocoya, Purmamarca y Tumbaya Grande en la margen derecha de la Quebrada de Humahuaca (Prov. de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (3): 209-221.
- Reverberi, O., 1968. Contribución al estudio de los yacimientos de boratos en la Argentina. Laguna de Guayatayoc. Departamentos de Cochino y Tumbaya. Provincia de Jujuy. Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito.
- Reyes, F. C., 1970. Consideraciones sobre el Cretácico de la cuenca andina de Bolivia, Argentina, Perú y Chile. 1° Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, Perú.
- Reyes, F. C. y J. C. Salfity, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, 3: 355-385.
- Riccardi, A. C., 1988. The Cretaceous System of Southern South America. *Geological Society of America, Memoir* 168, 161 pp, Boulder.
- Rodríguez Fernández, L. R., R. Seggiaro, N. Heredia y M.A. Gonzalez, 1998. Estructura geológica de la quebrada de Humahuaca. En: *Geología Regional y Geomorfología. Estudio geológico integrado de la quebrada de Humahuaca. Publicación especial Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) – Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Anales* 30:16-28.
- Rojó Mateo, R., 1987. Mina Santa Ana. Etapa de evaluación previa. Dirección Nacional de Minería y Geología. Centro de Exploración Salta. Inédito. 10pp.
- Romani, R., 1961. Informe geológico económico de las dolomías de la cantera Agua Chica, Departamento de Tumbaya, provincia de Jujuy. Informe inédito. Fabricaciones Militares. Dirección Provincial de Minería. Jujuy.
- Ross, C. and J. Ross, 1988. Late Paleozoic transgressive-regressive cycles. In: *Sea - level changes: an integrated approach. SEPM Spec. Publ. N° 42*:227-247.
- Rubiolo, D., 1998. El magmatismo alcalino de la Sierra de Santa Victoria, Cordillera Oriental, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 4° Congreso Nacional de Geología Económica. *Actas* 2:330.
- Rubiolo, D., R. Seggiaro, E. Gallardo, A. Disalvo, M. C. Sánchez, A. Turel, E. Ramalo, A. Sandrus y M. Godeas, 1998. Hoja geológica 2366-II y 2166-IV, La Quiaca, provincia de Salta y Jujuy. Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 246. 149 pp. Edición preliminar.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1953. Descripción geológica de la Hoja 8a Chicoana (Salta). Dirección Nacional de Minería. 1-76. Buenos Aires.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1955. Tectónica de las Hojas Chicoana y Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 10(1):7-43. Buenos Aires.
- Russo, A., 1948. Levantamiento geológico de parte del río Iruya, entre sus cabeceras y el río Astilleros. YPF. Informe inédito.
- Russo, A., 1954. Levantamiento geológico de los departamentos Orán, Iruya y Santa Victoria (Salta) y Humahuaca (Jujuy). YPF. Informe inédito.
- Russo, A., 1972. Estratigrafía terciaria del noroeste. Resúmenes de los trabajos presentados al 5° Congreso Geológico Argentino. Carlos Paz. Córdoba.
- Russo, A., 1975. Estratigrafía del Terciario en el Noroeste Argentino. YPF. Informe inédito.
- Russo, A y A. Serraiotto, 1979. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 715-730.
- Salas, A., 1977. Estudio palinológico del perfil del río Iruya. Salta. Informe de YPF inédito.
- Salfity, J.A., 1980. Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la Cuenca Andina del Norte Argentino. Universidad Nacional de Salta, Publicación Especial Tesis N 1, 1-119.
- Salfity, J.A., C. Azcuy y O. López Gamundi, 1986. Cuenca de Tarija. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina (Síntesis)*:15-38. Córdoba.
- Salfity, J. A., E. M. Brandán, C. R. Monaldi y E. F. Gallardo, 1984 a. Tectónica compresiva cuaternaria en la Cordillera Oriental Argentina, latitud de Tilcara (Jujuy). 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 427-434. S.C. de Bariloche.
- Salfity, J. A., S. A. Gorustovich, R. E. González, C. R. Monaldi, R. A. Marquillas, C. I. Galli y R. N. Alonso, 1996. Las cuencas terciarias posincaicas de los Andes centrales de la Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1:453-471.

- Salfity, J. A., S. Malanca, M. Brandán, C. Monaldi, y M. C. Moya, 1984 b. La fase Guandacol (Ordovícico) en el Norte de la Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, 1:555-567. San Carlos de Bariloche.
- Salfity, J. A., S. Malanca, M. C. Moya, C. R. Monaldi y E. Brandán, 1984 c. El límite Cámbrico-Ordovícico en el norte de la Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino 1:568-575.
- Salfity, J. A. y R. A. Marquillas, 1997. La cuenca cretácico - terciaria del norte argentino. En: Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). En edición.
- Salfity, J. A., R. H. Omarini, B. Baldis, y W. J. Gutiérrez, 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 4:341-363.
- Salfity, J. A. y J. Zambrano, 1990. Cretácico. En: Bonaparte, J.F., A. Toselli y F. G. Aceñolaza. Eds. Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica, 2(3):185-284.
- Salim, F., 1991. Estudio geológico de la transición entre la F. Pozuelos y la F. Sijes en la cuenca Pastos Grandes, Puna, Argentina. Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta.
- Sánchez, M. C., 1984. El Grupo Mesón (Cámbrico) en el extremo austral de la quebrada de Humahuaca, Provincia de Jujuy, Universidad Nacional de Salta. Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Profesional. Inédita.
- Sánchez, M. C. y J. A. Salfity, 1990. Litofacies del Grupo Mesón en el oeste del Valle de Lerma (Cordillera Oriental Argentina). 10° Congreso Geológico Argentino 2:129-132
- Sandruss, A. 1981. Informe Cantera Perchel 2. Cuarzitas. Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 4pp.
- Schalamuk, I., R. Fernández y R. Etcheverry, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. Anales XX. Subsecretaría de Minería. 196 páginas. Buenos Aires.
- Schlagintweit, O., 1937. Observaciones estratigráficas del noroeste Argentino. Boletín de Informaciones Petroleras. Boletín XIV, 156:1-49. Buenos Aires.
- Schlagintweit, O., 1938. En Fossa Mancini. Una reunión de Geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de informaciones petroleras 15(171):31-95. Buenos Aires.
- Schlagintweit, O., 1941. Correlación de la caliza Miraflores en Bolivia con el Horizonte Calcáreo Dolomítico del norte argentino. Universidad Nacional de la Plata. Notas del Museo de La Plata. G. Geol. XIV. La Plata.
- Schlagintweit, O., 1942. La posición estratigráfica del yacimiento de Fe de Zapla en Argentina. Bolivia. Revista Minera, 13:115-127.
- Serraiotto, A. 1977. Relevamiento geológico en los ríos Iruya, Pescado, Porongal y afluentes principales. YPF. Informe inédito.
- Serraiotto A. y H. Bianucci, 1976. Perfiles estratigráficos en los ríos Herrero, Aguas Blancas y Morado. YPF. Informe Inédito.
- Servant, M., 1977. Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes tropicales en Bolivie. Research Française Quaternaire, INQUA, Supplement bulletin 50:323-327.
- Sgrosso, P., 1939. Descripción geológica de la provincia de Jujuy. Ministerio del Int., Com. Nac. Climat. y Ag. Miner. Aguas Minerales de la República Argentina. 5:23-55. Buenos Aires.
- Sgrosso, P., 1943. Contribución al conocimiento de la minería y geología del noroeste argentino. Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección de Minería y Geología, Boletín N° 53: 180 p.
- Spencer, F. N., 1950. The geology of the Aguilar lead - zinc mine, Argentine. Econ. Geol. 45(5):405-433. New Jersey.
- Starck, D., 1996. Facies continentales en el siluro - devónico de la cuenca noroeste, provincia de Salta, Argentina. 12° Congreso Geológico Boliviano 1:231-238.
- Starck, D., E. Gallardo y A. Schulz, 1992 a. La discordancia precámbrica en la porción argentina de la cuenca de Tarija. Revista BIP. Tercera época. Año IX. (29):2-11.
- Starck, D., E. Gallardo y A. Erick Schulz, 1992 b. La cuenca de Tarija: estratigrafía de la porción argentina. Revista BIP. Tercera época. Año IX. (30):2-14.
- Steinmann, G. y H. Hoek, 1912. Das Silur und Cambrium des Hochlandes von Bolivia und ihre Fauna. Neues Jahrb fur Min. Etc. Beil. Band. 34. Stuttgart.
- Stingl, W., 1947. Estudio geológico de la zona de Casa Grande, Departamento de Humahuaca, Provincia de Jujuy. Tesis inédita de la Universidad Nacional de Córdoba. Argentina.
- Suárez Riglos, M., G. Sarmiento y M. A. Hunicken, 1982. La zona de Cordylodus angulatus (Conodonto, Tremadociano inferior) en la Sierra de Cajas, Provincia de Jujuy, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 1:775-778.
- Sureda, R. M., A. Galliski, P. Argañaraz y J. Daroca, 1986. Aspectos metalogenéticos del noroeste argentino (Provincias de Salta y Jujuy). Capricornio. 1 – 1. 39-95. Universidad Nacional de Salta.

- Sureda, R., H. Pérez, J. L. Martín y F. Flores, 1992. Exploración y desarrollo en un depósito sedex de la sierra de Aguilar: Mina Esperanza, Jujuy, Argentina. 4° Congreso Argentino de Geología Económica y 1° Congreso Latinoamericano de Geología Económica, 1:135-147. Córdoba.
- Tealdi, O. I., 1947. Observaciones geológicas de la zona de la Quebrada de Huichaira (Quebrada de Humahuaca), Depto de Tilcara, prov. de Jujuy. Universidad Nacional de Córdoba. Tesis inédita.
- Thornbury, W. D., 1958. Principios de Geomorfología. 627 páginas.
- Tortello, M. F. 1996. Trilobites agnostidos del Tremadociano superior alto (Ordovícico inferior) del noroeste argentino. 12° Congreso Geológico Boliviano 1:203-210.
- Tufiño, G., C. Pagés y A. Santomero, 1956. Informe geológico sobre manifestaciones radiactivas en la quebrada de Tocante. Minas Volcán y La Novedad. Departamento Tilcara. Jujuy. Dirección General de Minas. Jujuy. Inédito. 9pp.
- Turel, A., 1998. Geomorfología. En: Hoja Geológica 2366-II y IV, La Quiaca, Jujuy - Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Edición preliminar.
- Turner, J. C. M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y la sierra de Rinconada. Provincia de Jujuy (1958). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 15 (1):15-39.
- Turner, J. C. M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Boletín 41(2):165-196.
- Turner, J. C. M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 2b La Quiaca, provincia de Jujuy. Instituto Nacional de Geología y Minería. Boletín 103. Buenos Aires.
- Turner, J. C. M., 1970. The Andes of Northwestern Argentina. Geol. Rdsch. 59:1028-1053. Stuttgart.
- Turner, J. C. M. y V. Méndez, 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya. Provincia de Salta. República Argentina. Boletín Nacional de Ciencias. 51(1-2):11-24. Córdoba.
- Turner, J. C. M. y V. Méndez, 1979. Puna. En: Geología Regional Argentina (Turner, J.C.M., Ed.). Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. 1:13-56. Córdoba.
- Turner, J. C. M., V. Méndez, C. S. Lurgo, R. Amengual y O. Viera, 1979. Geología de la región noroeste, prov. de Salta y Jujuy. Rep. Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino Actas 1: 367-387. Neuquén.
- Turner, J.C. M. y R. Mon, 1979. Cordillera Oriental, En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Córdoba. Academia Nacional de Ciencias, 1:57-94.
- Turner, J. C. M. y J. A. Salfity, 1977. Perfil geológico Humahuaca - Pueblo Abra Laite (Jujuy, Rep. Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32(2): 111-121.
- Tuttolomondo, F., 1969 a. Proyecto de exploración en el sector norte de la Mina Chorrillos. Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 22pp.
- Tuttolomondo, F., 1969 b. Programa de los trabajos de exploración geológica en el yacimiento antimonífero Nueva Coiruro. Dirección Provincial de Minería. Jujuy. Inédito. 7pp.
- Valencio, D.A., A. Giudici, J. E. Mendía y J. Oliver Gascón, 1976. Paleomagnetismo y edades K-Ar del Subgrupo Pírgua, Provincia de Salta, Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:527-542.
- Vandervoort, D., T. Jordan, P. Zeitler and R. Alonso, 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna Plateau, Argentine Central Andes. Geology, 23 (2):145-148.
- Veevers, J. and R. Powell, 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive - regressive deposit and sequences in Euroamérica. G. S. A. Bull. 5. 98:475-487.
- Vilela, R. C., 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):101-107.
- Vilela, R. C., 1956. Descripción Geológica de la Hoja 7d, Rosario de Lerma (Salta). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 84. Buenos Aires.
- Villar, L. M., H. O. A. Meyer, S. J. Segal y N. E. Pezzutti, 1985. Mineralogía determinativa de las rocas ultrabásicas potásicas de Los Alisos, departamento de Iruya, provincia de Salta, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno. Actas 4:634-654.
- Villar, L. M., N. Pezzutti y S. Segal, 1981. Las kimberlitas micáceas de Los Alisos, Sierras Subandinas de Salta. Significado geológico económico. 8° Congreso Geológico Argentino. Actas 4:903 - 919.
- Villar, L. M., N. E. Pezzutti, S. Segal, M. Barbieri, M. R. Ghiara y D. Stanzione, 1997. El intrusivo alnoítico de Los Alisos, Sierras Subandinas, Departamento de Iruya, provincia de Salta, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52(4):459-468.
- Viruel, M. y M. Lombardero, 1998. Los minerales industriales y las rocas de aplicación en la quebrada de Humahuaca. En: Estudio geológico integrado de la quebrada de Humahuaca (Jujuy). Publicación especial Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) – Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Anales 30. Anexo 1, 42 pp.

- Vistalli, M. C., 1989. La cuenca siluro - devónica del noroeste. En *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Editores: G. Chebli y L. Spalletti. Serie *Correlación Geológica*:19-41. Tucumán.
- Walther, A. M., M. J. Orgeira, M. A. Reguero, D.H. Verzi, C. Chernoglasov, J.A. Vilas, A. M. Sinito y E. Herrero Bervera, 1996. Nuevo estudio paleomagnético de la Formación Uquía de la Provincia de Jujuy, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(4):355-364.
- Walther, A., M. J. Orgeira, M. Reguero, D. H. Verzi, J. F. A. Vilas, R. Alonso, E. Gallardo, S. Kelley y T. Jordan, 1998. Estudio paleomagnético, paleontológico y radiométrico de la Formación Uquía (Plio-pleistoceno) en Esquina Blanca (Jujuy). 10° Congreso Latinoamericano de Geología. 1:77. Abstract.
- Zanettini, J. C., 1973. Geología de la comarca de Abra Pampa y Tres Cruces (Prov. de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (4):331-340. 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. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito. 180pp.
- Zappettini, E. O., H. W. Hubberten y D. Rubiolo, 1998. Isótopos de carbono y oxígeno en carbonatitas de la Puna Oriental, provincias de Jujuy y Salta, República Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología. (2):295-305. Buenos Aires.
- Zunino, J., 1944. La estructura de la Sierra de Aguara Güe desde el paralelo 22° hasta la estación Cornejo. YPF. Informe inédito.
- Zunino, J., 1945. Tectónica de estructuras fuertemente comprimidas. *Boletín de Informaciones Petroleras*. 22(245):17-35. Buenos Aires.

Entregado: Junio 1999
Actualizado: Marzo 2004