

RESUMEN

La Hoja Geológica 2566-III, CACHI, está ubicada en las provincias de Salta y Catamarca, en el noroeste de Argentina. Esta cubre parte de dos provincias geológicas: la Puna en el oeste, la cual ocupa aproximadamente el 70% de la superficie de la Hoja, y la Cordillera Oriental o Subprovincia de las Cumbres Calchaquies, en el este.

Los pueblos de Payogasta, Cachi, Seclantas, Molinos y Angastaco constituyen las principales concentraciones urbanas en la parte oriental y las minas Tincalayu y Fénix son los centros de desarrollo más importantes de la región puneña. Las principales actividades económicas del sector oriental de la Hoja son la ganadería, agricultura y turismo, mientras que en el sector occidental es la minería.

Las provincias geológicas tienen una diferente expresión morfológica. La Cordillera Oriental está caracterizada por un paisaje de sierras y valles por donde discurren los ríos principales de la región. La Puna corresponde a una altiplanicie con un nivel de base de aproximadamente 4.000 m s.n.m., con serranías y cerros volcánicos que separan extensas depresiones, muchas de ellas ocupadas por salares. La altura máxima corresponde al cerro Galán (5.912 m).

Las rocas más antiguas pertenecen a un basamento metamórfico afectado por diferentes fases de deformación; este basamento está constituido por rocas sedimentarias y magmáticas neoproterozoicas (eocámbricas?), las cuales integran varias unidades: Formación Pachamama, Complejo Metamórfico Río Blanco y Metamorfita Antofallita en la Puna y Formaciones Puncoviscana y La Paya en la Cordillera Oriental. La Formación Cachi constituida por trondhjemitas, tonalitas y granitos de edad neoproterozoica-eocámbrica intruye el basamento de la Cordillera Oriental.

Las unidades fanerozoicas aflorantes en la Puna y Cordillera Oriental son estratigráficamente diferentes. Las sedimentitas marinas de la Formación Tolillar y las turbiditas de la Formación Falda Ciénega, ambas del Ordovícico, afloran en la Puna. En el Paleozoico inferior tiene lugar una intensa actividad magmática representada por las granodioritas y granitos el Complejo Eruptivo Oire, aflorantes en el borde oriental de la Puna y, localmente, en la Cordillera Oriental. El granito de la Formación Cortaderas integra parte de los plutones ordovícicos del borde occidental de la Puna, mientras que La Tonalita Las Viñas de edad cámbrica? y los Granitos Angostura,

Pucará y Altos del Cajón de edad ordovícica representan el magmatismo paleozoico en la Cordillera Oriental.

Las sedimentitas cretácico-paleógenas del Grupo Salta afloran en la Cordillera Oriental. Esta unidad está integrada por los depósitos de sinrift del Subgrupo Pirgua, constituido por conglomerados y areniscas rojas, y las secuencias de postrift de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, integradas por areniscas, areniscas carbonáticas, pelitas y ocasionales calizas correspondientes a las Formaciones Lecho, Yacoraite, Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera.

El Paleógeno de la Puna está representado por la Formación Geste, compuesta por conglomerados y areniscas, cuya fauna registra condiciones de clima subtropical. La actividad del arco magmático andino y el acortamiento tectónico controlaron la naturaleza de las unidades neógenas en la Puna. Las rocas volcánicas consisten en unidades subvolcánicas (pórfidos de la Formación Inca Viejo) y lávicas (dacitas y andesitas de la Formación Tebenquicho). Los estratos depositados en cuencas orogénicas de antepaís se subdividen en distintas unidades formacionales, las cuales exhiben material proveniente del arco magmático terciario. Estas unidades son la Formación Catal integrada por conglomerados y areniscas con intercalaciones ignimbríticas; la Formación Batín constituida por conglomerados, areniscas y escasas tobas y la Formación Sijes integrada por pelitas y areniscas con intercalaciones evaporíticas y volcánicas.

Los estratos neógenos de la Cordillera Oriental integran el Grupo Payogastilla constituido por las Formaciones Quebrada de los Colorados, Angastaco, San Felipe y Palo Pintado. Estas unidades conforman secuencias clásticas de conglomerados, areniscas y escasas pelitas, con intercalaciones volcánicas menores. La depositación de la Formación Angastaco es coetánea con la Ignimbrita Pucarilla, representando la manifestación distal del arco magmático mioceno.

El registro plioceno está limitado a la actividad volcánica de la Puna, representado por la Andesita Ratones y por el Complejo Volcánico Galán; a este último se asocia una de las mayores calderas de los Andes. La porción superior del Grupo Payogastilla representa la sedimentación pliocena en la Cordillera Oriental.

El Cuaternario comprende los depósitos de pie de monte y conos de deyección vinculados genéticamente al relieve estructural impuesto por la compresión plioceno-pleistocena. Asimismo, en la Puna

tiene lugar el derrame de basaltos fisurales y de centros monogénicos, representado por la Formación Incahuasi, como así también el desarrollo de depósitos evaporíticos que configuran extensos salares.

La estructura de la comarca es el resultado de la superposición de varios procesos de deformación ocurridos desde el Neoproterozoico. La actual configuración del relieve data del Mioceno, período en el cual se produce el engrosamiento cortical diferenciándose nítidamente la Puna de la Cordillera Oriental. Ambas regiones muestran fajas corridas y plegadas con fuertes anomalías geométricas, las cuales se deben en gran parte a cambios en la cinemática y velocidad de subducción del sistema de placas de Nazca y Sudamérica, y a la inversión de estructuras previas.

Las distintas características topográficas y climáticas existentes en la Puna y Cordillera Ori-

ental controlan los procesos morfogenéticos resultantes. La acción fluvial es más activa en la Cordillera Oriental que en la Puna.

En la región puneña se localizan los principales recursos minerales de la Hoja. La actividad minera consiste en la explotación de depósitos evaporíticos, fósiles o actuales. La mina Tincalayu explota boratos miocenos de la Formación Sijes y la mina Fénix extrae litio a partir de salmueras del Salar el Hombre Muerto. La extracción de ulexita de los salares de Diablillos, Ratonés y Hombre Muerto constituyen explotaciones mineras menores. En la actualidad no se explotan minerales metalíferos. La mina Incahuasi consistente en vetas de cuarzo aurífero, fue trabajada hasta mediados de siglo. El área de Diablillos es el prospecto de mayor potencial descubierto al presente en la región.

ABSTRACT

Geological Sheet 2566-III, CACHI, occupies the provinces of Salta and Catamarca in northwestern Argentina. It encompasses two geological provinces: Puna, to the west, which covers about 70% of the mapped area, and the Eastern Cordillera or Subprovincia de los Valles Calchaquíes, to the east.

The Payogasta, Cachi, Seclantas, Molinos and Angastaco towns are the main population centers in the eastern region whereas Tincalayu and Fénix mines are the most important development areas in the Puna. The main economic activities are cattle-raising, agriculture and tourism in the eastern region and mining of non-metallic deposits is in the Puna region.

Geological provinces have different morphological expression. The Eastern Cordillera depicts a landscape of hills and valleys through which flow the main rivers of the region. The Puna is a plateau placed at about 4000 m above sea level with rising ranges, volcanic hills and large depressions, many of which are occupied by salt lakes. The highest peak in the Puna is Cerro Galán (5912 m).

The oldest rocks are part of a metamorphic basement affected by several cycles of deformation; this basement comprises Neoproterozoic (lower Cambrian?) sedimentary and magmatic rocks named Pachamama Formation, Río Blanco Metamorphic

Complex and Metamorfita Antafollita in the Puna region, and Puncoviscana and La Paya Formations in the Eastern Cordillera. The Neoproterozoic-Eocambrian Cachi Formation, which consists of trondhjemitic, tonalites and granites, intrudes the Eastern Cordillera basement.

The Phanerozoic units exposed in the Puna and Eastern Cordillera are stratigraphically different. The Ordovician marine sedimentary rocks of the Tolillar Formation and the turbidites of the Falda Ciénega Formation crop out in the Puna. An intense magmatic activity occurs in the lower Paleozoic. The granites and granodiorites of the Oire Eruptive Complex intrude the eastern Puna basement and locally the Eastern Cordillera oldest rocks. The Ordovician granites of the Cortaderas Formation are part of the western Puna magmatic belt, whereas the Cambrian? Las Viñas Tonalite and the Ordovician Angostura, Pucará and Altos del Cajón Granites are emplaced in the Eastern Cordillera basement.

The Salta Group comprises Cretaceous-Paleogene sedimentary rocks, which are exposed in the Eastern Cordillera. It includes the conglomerates and red sandstones of the Pirgua Subgroup interpreted to be syn-rift deposits, and the Balbuena and Santa Bárbara Subgroups considered to be post-rift sequences. The latter include several units known as Lecho, Yacoraite, Mealla, Maíz Gordo and Lumbrera Formations, which are composed of sand-

stones, calcareous sandstones, pelites and scarce limestones.

In the Puna region, the Paleogene stratigraphy comprises conglomerates and sandstones of the Geste Formation; fauna remains suggest subtropical conditions during deposition of this unit. The Andean magmatic activity and tectonic shortening control the nature of the Puna Neogene units. The volcanic rocks are represented by the porphyries of the Inca Viejo Formation and the andesitic-dacitic lavas of the Tebenquicho Formation. Foreland-basin strata consist of several units composed of magmatic-derived detrital grains indicating that the source terrain is the Tertiary magmatic arc. These units are the conglomerates and sandstones with interbedded ignimbrites of the Catal Formation, the conglomerates, sandstones and scarce tuffs of the Batin Formation, and the pelites and sandstones with evaporite and volcanoclastic intercalations of the Sijes Formation.

Neogene strata exposed in the Eastern Cordillera are represented by the Payogastilla Group, which comprises the Quebrada de los Colorados, Angastaco, Palo Pintado and San Felipe Formations. They are mainly clastic sequences composed of conglomerates and sandstones with scarce pelites and tuff intercalations. Deposition of the Miocene Angastaco Formation overlaps in time with episodes of volcanic activity in the Puna magmatic arc, as recorded by the Pucarilla Ignimbrite.

The Pliocene stratigraphy mainly comprises units related to the Puna volcanism. They are the Ratones Andesite and the Galán Volcanic Complex; the latter is associated with one of the biggest caldera structures of the Andes. The uppermost portion of the Payogastilla Group represents the Pliocene sedimentation in the Eastern Cordillera.

The Quaternary comprises piedmont deposits and alluvial-fan units, which are genetically linked with the Pliocene-Pleistocene shortening. Eruption of basaltic rocks related to fissural and monogenic centers, such as the Incahuasi Formation, occurs in the Puna along with the development of extensive salt-lakes.

The structure of the study area is the result of several tectonic events occurring since the Neoproterozoic. The present-day configuration of the region is ascribed to the Miocene shortening and crustal thickening of the Puna giving rise to the observed morphological differences between the two geological provinces (i.e., Puna and Cordillera Oriental). Both provinces depict fold-and-thrust belts with marked geometric anomalies due to changes in the kinematics and subduction rates of the Nazca-South America plate system, and the inversion of older structures.

Topography and climate are factors that control the morphogenetic processes operating in the Puna and Eastern Cordillera. Fluvial processes are more active in the Eastern Cordillera than in the Puna area.

Main mineral resources are related to both fossil and present-day evaporite deposits in the Puna. Tincalayu mine exploits Miocene borates of the Sijes Formation and Fénix mine produces lithium from Hombre Muerto salt-lake brines. Ulexite extraction from Ratones, Diablillos and Hombre Muerto salt-lakes constitutes a minor mining activity. There is no metaliferous mine in production. The Incahuasi mine consisting of gold in quartz veins closed down in the 1950s decade. The Diablillos prospect comprising gold and silver represents the most important prospect discovered up to now.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 2566-III, Cachi comprende parte de las provincias de Salta (departamentos Los Andes, Cachi, Molinos y San Carlos) y Catamarca (departamento Antofagasta de la Sierra, figura 1).

Los principales centros urbanos se localizan en la porción oriental de la Hoja, Valles Calchaquíes, y corresponden a las localidades de Cachi, Seclantas, Molinos y Angastaco, todas de menos de 2.000 habitantes. Los asentamientos poblacionales más importantes en la Puna se ubican en las inmediaciones del salar del Hombre Muerto; ellos están relacionados con la actividad minera (mina Tincalayu de Borax Argentina y mina Fénix de FMC-Minera del Altiplano).

La Hoja está limitada por los meridianos 66°00' y 67°30' de longitud oeste y por los paralelos 25°00' y 26°00' de latitud sur y la superficie aproximada es de 16.700 km².

Tres provincias geológicas convergen en el área cubierta por la Hoja Cachi (figura 2). Éstas corresponden a la Puna (Turner y Méndez, 1979), la Subprovincia de las Cumbres Calchaquíes (Baldis *et al.*, 1976) o tramo austral de la Cordillera Oriental (Turner y Mon, 1979) y el extremo septentrional de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos, 1979).

NATURALEZA Y METODOLOGÍA DEL TRABAJO

Para la confección del mapa se compiló la información principal existente y se llevaron a cabo controles de campo expeditivos de algunas de las áreas con problemas geológicos mayores sin resolver. La figura 2 muestra las principales fuentes de información utilizadas para la recopilación y las zonas donde se llevaron a cabo los controles de campo.

Para la redacción de los capítulos que integran esta memoria se requirió la participación de investigadores de la Universidad Nacional de Salta y del CONICET. Existen diferencias de criterio entre los

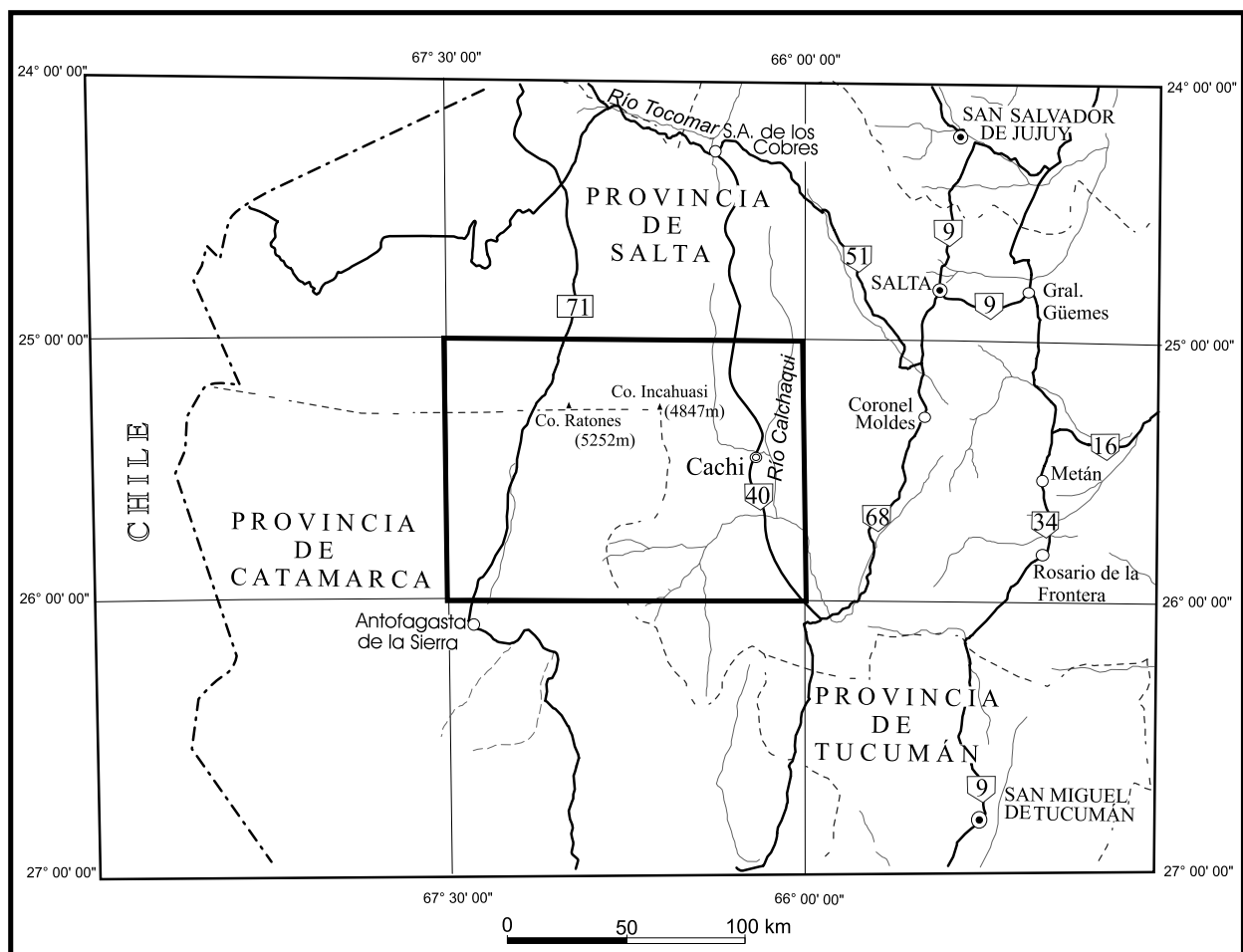


Figura 1. Mapa de ubicación.

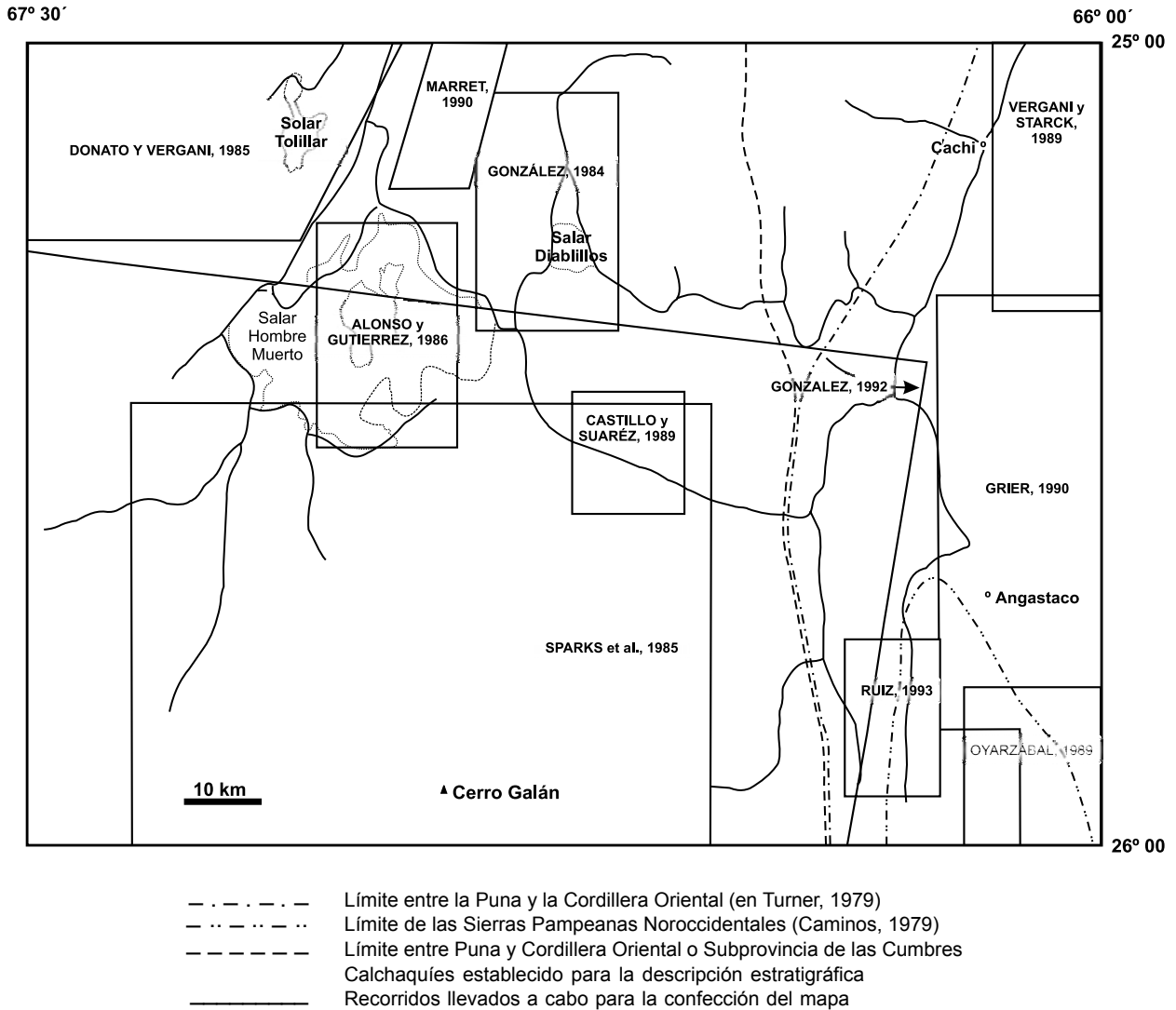


Figura 2. Provincias geológicas, fuentes de información y áreas controladas.

autores de los distintos capítulos, los que se intentaron compatibilizar para homogeneizar este trabajo. Sin embargo, en algunos casos se mantienen diferencias menores, por ejemplo las variaciones en los límites de las provincias geológicas en la descripción de la estratigrafía y de la geomorfología. La participación de estos autores fue valiosa también para mejorar el mapa geológico de la Hoja Cachi. Vale mencionar que estas colaboraciones se basaron en la información disponible, propia de los autores de cada capítulo y de otros trabajos.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

La información previa sobre áreas incluidas en la Hoja Cachi en general es abundante, si bien existen zonas donde los antecedentes son escasos.

Entre los primeros trabajos llevados a cabo en la región se destacan los de Brackebush (1891) y Catalano (1964a).

Con el Plan N.O.A. I desarrollado por la Dirección Nacional de Minería y por la Dirección General de Fabricaciones Militares en las décadas del '60 y '70, se incrementó notablemente la información existente en la región, reflejada en numerosos informes internos y en publicaciones, la más difundida corresponde al mapa geológico de las provincias de Salta y Jujuy de Amengual *et al.*, 1979.

Los trabajos llevados a cabo como tesis de grado, tesinas o tesis doctorales, la mayor parte de ellos inéditos, constituyen otra importante fuente de información para el área, entre otros, Rojo (1972), Castillo (1978a, 1978b), Vides (1978), Martinelli (1979), Malizzia (1982), Hongn (1985, 1992), Alonso (1986), Aramayo (1986), Cisterna (1986), Díaz (1987), Oyarzábal (1989), Quenardelle (1989), Grier (1990), Marrett (1990), Villanueva (1992), Garkus (1992), Ruiz (1993) y Crivelli (1995).

Los trabajos publicados sobre aspectos geológicos varios, locales y regionales, aportan un cuantioso

so volumen de información, la que será mencionada oportunamente a lo largo de este informe.

2. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja Cachi incluye dos áreas con rasgos estratigráficos característicos que permiten describirlas por separado. Éstas corresponden a la Puna (Turner y Méndez, 1979), más precisamente a la Puna Austral (Alonso *et al.*, 1984a) y a la porción austral de la Cordillera Oriental (Turner y Mon, 1979) o Subprovincia de las Cumbres Calchaquíes (Baldis *et al.*, 1976). Esta última región comprende el extremo norte de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos, 1979), dado que las variaciones estratigráficas no son tan marcadas con la comarca colindante hacia el norte como para establecer una descripción diferenciada. Como límite entre estas dos regiones (Puna y Cordillera Oriental o Subprovincia Calchaquí) se toma la margen occidental de los valles de Luracatao, Colomé, Tacuil y Hualfin, lo que difiere ligeramente con el establecido en Turner (1979) (véase figura 2).

La región occidental posee un basamento neoproterozoico-eopaleozoico heterogéneo, constituido por diferentes unidades desde un enfoque estrictamente cartográfico, cuyas edades y relaciones mutuas son desconocidas. Este basamento aloja intrusivos del Paleozoico inferior (Formación Cortadera y Complejo Eruptivo Oire).

La región puneña está caracterizada por potentes depósitos marinos del Ordovícico (Formaciones Tolillar y Falda Ciénega).

Continúan las secuencias cenozoicas continentales (Formaciones Geste, Catal, Sijes y Batín y un espeso paquete incluido en las Sedimentitas Vizcachera). Durante el Cenozoico tuvo lugar en la Puna el desarrollo de una intensa actividad volcánica, registrada en distintas unidades miocenas y pliocenas, que marca otra particularidad geológica de esta región.

Los basaltos cuaternarios y los depósitos evaporíticos de los salares también son unidades estratigráficas que caracterizan a la Puna.

La Cordillera Oriental o Subprovincia de las Cumbres Calchaquíes muestra un basamento neoproterozoico leptometamórfico (Formación Puncoviscana) y su equivalente de mayor grado metamórfico (Formación La Paya). El basamento también está constituido por granitoides neoproterozoicos-eopaleozoicos (Formación Cachi) y

ordovícicos (Granitos Angostura, Pucará, Complejo Eruptivo Oire).

Siguen las sedimentitas continentales del Subgrupo Pirgua (Cretácico superior) y los depósitos continentales con registro de ingresiones marinas de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara (Paleógeno). Los depósitos del Grupo Salta son distintivos de la región oriental.

Continúan los depósitos de la Formación Luracatao y del Grupo Payogastilla. Durante este tiempo (Neógeno) se registró un episodio volcánico (Ignimbritas Pucarilla) que indicaría una conexión con el volcanismo de la Puna.

El extremo septentrional de la sierra de Quilmes muestra un basamento metamórfico neoproterozoico (Formación La Paya) intruido por granitoides eopaleozoicos (Tonalita Las Viñas y Granito Alto del Cajón) sobre el que se disponen depósitos del Grupo Salta y del Grupo Payogastilla. Por lo tanto, su estratigrafía es en líneas generales similar a la que se reconoce pocos kilómetros al norte, hecho por el cual se describe conjuntamente con la región oriental. Las variaciones principales entre esta porción de las Sierras Pampeanas y la Cordillera Oriental se manifiestan en las estructuras neógenas; el extremo sudoriental de la Hoja presenta áreas donde afloran dos tipos de basamento -leptometamorfitas y metamorfitas- que muestran diferentes propiedades mecánicas cuando están involucrados en estas estructuras.

2.1. NEOPROTEROZOICO-EOPALEOZOICO

2.1.1. PUNA

2.1.1.1. NEOPROTEROZOICO-¿EOCÁMBRICO?

2.1.1.1.1. Rocas metamórficas

Dentro del basamento metamórfico de la Puna se han distinguido diferentes unidades de acuerdo con criterios cartográficos principalmente mesoscópicos, es decir aquéllos que se observan en los afloramientos; las relaciones originales entre las mismas se desconocen. Son escasos los antecedentes sobre estas unidades metamórficas como para establecer su evolución tectonometamórfica, y a partir de ella sugerir sus posibles relaciones originales, que pueden ser transicionales, discordantes o tectónicas. Las relaciones actuales son tectónicas, según fallas de varias edades.

Formación Pachamama (1)

Esquistos y gneises (para y ortogneises) con intercalaciones de calizas y anfíbolitas

Antecedentes

La definió Aramayo (1986) para incluir las metamorfitas de mediano-alto grado metamórfico que afloran en los contrafuertes orientales del salar del Hombre Muerto. Esta unidad es la más estudiada del basamento metamórfico de la Puna y fue denominada e interpretada de diferentes maneras (Koukharsky, 1984; Omarini *et al.*, 1988; Quenardelle, 1989, 1990a; Mon y Hongn, 1987, 1988a; González, 1992; Hongn, 1992, 1994; Viramonte *et al.*, 1993; Lucassen *et al.*, 1996).

Distribución areal

Aflora en los contrafuertes oriental y austral del salar del Hombre Muerto, entre el cerro Agua Caliente y el nevado de Concha Argolla, en el abra de Barrancas y en el borde nordeste de la caldera del cerro Galán. Se incluyen en esta unidad las metamorfitas que se distinguen en la sierra de Becqueville, las que constituyen la terminación austral de una faja extendida sobre los contrafuertes occidentales del salar de Centenario, incluidas por Blasco y Zappettini (1995) en el Complejo Ígneo Metamórfico Centenario.

Litología

Está compuesta por granitoides (tonalitas y granitos) gnéisicos, esquistos comunes y esquistos migmáticos, mármoles, felsitas calcosilicáticas, felsitas aluminosilicáticas, metareniscas y metabasitas (Quenardelle, 1989).

La paragénesis de los distintos tipos litológicos corresponde a grados metamórficos mediano y alto (Koukharsky, 1984; Aramayo, 1986; Quenardelle, 1989, 1990a; Viramonte *et al.*, 1993; Lucassen *et al.*, 1996). Los mármoles y las felsitas calcosilicáticas constituyen niveles característicos de esta unidad.

La Formación Pachamama muestra una intensa polideformación. La estratificación está totalmente transpuesta y sólo se reconoce como relictos. Todavía no se conoce de forma precisa la relación entre metamorfismo y deformación. Es posible que el pico metamórfico se relacione con el segundo evento de deformación intensa.

Edad y relaciones estratigráficas

Las relaciones estratigráficas de la Formación Pachamama son poco conocidas. Se infieren relaciones tectónicas con la faja de metamorfitas del basamento dispuesta hacia el naciente, a las que cabalgaría mediante una estructura inclinada hacia el oeste. La Formación Pachamama cabalga hacia el oeste a las secuencias ordovícicas de la Formación Falda Ciénega (Mon y Hongn, 1987, 1991; Hongn, 1992, 1994). La estructura interna de la Formación Pachamama muestra una superposición de deformaciones que la distingue nítidamente de los depósitos ordovícicos. A partir de estas diferencias se postuló que representa un basamento preordovícico (Mon y Hongn, 1988a; Hongn, 1992). Las edades del pico metamórfico de 508 Ma en los afloramientos de los contrafuertes orientales del salar del Hombre Muerto (Lucassen *et al.*, 1996) y de intrusivos neoproterozoicos (Becchio *et al.*, 1996) en la margen occidental del salar Centenario confirman la edad preordovícica de esta unidad.

COMPLEJO METAMÓRFICO RÍO BLANCO (2)

Esquistos sillimaníticos (2a). Metacuarcitas, filitas, pizarras, esquistos comunes (2b)

Antecedentes

Las rocas pertenecientes a este complejo fueron diferenciadas por Hayase y Prozzi (1966, 1970) y asignadas al basamento precámbrico. Castillo (1978a, 1978b) determinó gneises, esquistos y granitoides y reconoció en los esquistos una estructura interna compleja producida por polideformación. Castillo y Suárez (1982, 1989) denominaron a estas metamorfitas como Complejo Metamórfico, al que atribuyeron una edad precámbrica. Quenardelle (1990b) definió a las Filitas Laguna Verde (incluidas en este complejo) como una unidad del basamento preordovícico diferenciable por rasgos geoquímicos y petrográficos de las metamorfitas que aquí se ubican en la Formación Pachamama.

Distribución areal

Constituye extensos afloramientos entre las cumbres de Luracatao y la sierra de Vázquez. Aflora también entre los salares de Diablillos y Ratones y entre la Laguna Verde y el río Agua Caliente.

Litología

Está formado principalmente por esquistos y gneises sillimaníticos y en menor grado por esquistos cuarzo-micáceos, filitas y metacuarcitas.

Los esquistos sillimaníticos (2a) integran los afloramientos principales entre las cumbres de Luracatao y la sierra de Vázquez. Son oscuros y muestran una esquistosidad bien definida. Están compuestos por cuarzo, biotita, moscovita y sillimanita. La sillimanita es conspicua; se presenta como cristales prismáticos bien definidos o como fibrolita. Existen segregaciones de cuarzo con alto contenido de sillimanita (Hayase y Prozzi, 1966, 1970; Castillo y Suárez, 1989). El granate tardío a poscinemático se encuentra también en los esquistos, si bien su distribución es irregular dado que aparece bien definido en algunos niveles. Cordierita y andalusita son también minerales comunes, aunque sensiblemente menos abundantes que la sillimanita.

Las segregaciones de venillas leucocráticas son habituales, transformando a los esquistos en esquistos migmáticos y migmatitas. Los esquistos adquieren un aspecto bandeado, con folias micáceo-sillimaníticas y folias cuarzo-feldespáticas.

Entre los esquistos se disponen intercalaciones de gneises, que se diferencian de los esquistos por el grano más grueso y por colores más claros. Los gneises son más ricos en feldespato y poseen escasa sillimanita en comparación con los esquistos.

El Complejo Metamórfico Río Blanco muestra distintos episodios de deformación y metamorfismo. Los primeros, neoproterozoico-¿eopaleozoicos?, definen las características principales de esta unidad y se aprecian en las áreas donde la deformación posterior -ordovícica- fue suave. Hacia el oeste del puesto Compuel, es posible observar granitoides sin o con escasa deformación en una caja de esquistos con una estructura interna compleja. Donde la deformación paleozoica fue más intensa, por ejemplo sobre el río Blanco en las inmediaciones de las Juntas o en las nacientes del río Diablillos, se distinguen relaciones pseudoconcordantes entre los esquistos y los granitoides -ortogneises- con zonas de migmatitas. El crecimiento de moscovita sobre las estructuras y paragénesis derivadas de la deformación y metamorfismo paleozoico indicaría un metamorfismo retrógrado quizás asociado al levantamiento de estos complejos.

La estratificación está totalmente transpuesta por las deformaciones y metamorfismos que afectaron a los esquistos.

Las pegmatitas y las vetas de cuarzo son frecuentes en los esquistos. Se presentan con espesores de pocos centímetros a varios metros y con diferentes yacencias (concordantes y deformadas, concordantes sin deformación, discordantes sin deformación). Algunas corresponden a diferenciados del Complejo Eruptivo Oire y otras se asociarían a segregaciones metamórficas.

Los afloramientos distribuidos entre los salares de Diablillos y Ratones y en las inmediaciones de la Laguna Verde están constituidos por esquistos, filitas y metacuarcitas (2b).

Las filitas y esquistos son rocas oscuras, compuestas por cuarzo, biotita, moscovita y ocasionalmente sillimanita. La estratificación se preserva con regularidad y permite reconocer una alternancia original de pelitas y grauvacas, entre las que se disponen algunos bancos con mayor contenido de feldespatos que posiblemente indican episodios volcánicos.

Entre las pelitas y grauvacas se intercalan paquetes de metacuarcitas blancas en las inmediaciones del abra de Minas. Estas metacuarcitas afloran también en morros aislados a escasa distancia de los asomos de esquistos, filitas y metacuarcitas intensamente plegados, donde muestran una estructura homoclinal por lo que podrían interpretarse como discordantes con respecto a los esquistos. Debido a su similitud litológica con las metacuarcitas que se intercalan con esquistos y filitas, se incluyen los afloramientos de los morros en el Complejo Metamórfico Río Blanco. Las variaciones de la estructura se interpretan ligadas a la relación entre espesor y competencia de la capa deformada, es decir que las cuarcitas de los morros corresponderían a paquetes más espesos deformados en condiciones metamórficas en las que el cuarzo fue competente. Sin embargo, y hasta tanto no se profundicen las investigaciones en el área, no debe descartarse la hipótesis de una discordancia entre las cuarcitas con estructura homoclinal y los conjuntos esquistos-filítico-cuarcíticos. En este caso, las cuarcitas suprayacentes podrían ser eopaleozoicas.

Edad y relaciones estratigráficas

La información disponible no permite precisar la edad del Complejo Metamórfico Río Blanco. Se atribuye al basamento neoproterozoico por sus diferencias estructurales con las secuencias ordovícicas que afloran en la Puna (Mon y Hongn, 1987, 1988a; Hongn, 1992, 1994). Otros autores se basan en otros criterios para incluir estas metamorfitas en el basamento

preordovícico (Quenardelle, 1990b; Viramonte *et al.*, 1993). Refuerzan esta asignación la edad de 472 Ma (Lork y Bahlburg, 1993) obtenida sobre granitoides que intruyen un basamento previamente metamorfizado y deformado, como se observa hacia el oeste del puesto Compuel.

Las relaciones actuales entre el Complejo Metamórfico Río Blanco y la Formación Pachamama son tectónicas. Es posible que las relaciones originales fueran discordantes, de acuerdo con la información de Quenardelle (1990a, 1990b) que indica diferencias geoquímicas y petrográficas entre las fajas metamórficas que afloran en los contrafuertes orientales del salar del Hombre Muerto.

Las diferencias entre las fajas de metamorfitas integradas en el Complejo Metamórfico Río Blanco se interpretan como distintos grados metamórficos de una misma secuencia. Dada la escasa información disponible y la complejidad -especialmente estructural- de estas unidades, caben hipótesis alternativas.

Metamorfitas Antofallita (3)

Esquistos cuarzo-micáceos, esquistos anfibólicos y anfibolitas

Antecedentes

Se incluyen bajo esta denominación parte de los afloramientos del basamento precámbrico indicados por Segerstrom y Turner (1972). Allmendinger *et al.* (1982) interpretaron a estas rocas como relictos de un basamento metamórfico. Mon *et al.* (1988) y Omarini *et al.* (1988) atribuyeron estos afloramientos al basamento preordovícico. Donato y Vergani (1985a) describieron secuencias marinas ordovícicas apoyadas mediante fuerte discordancia sobre metamorfitas precámbricas.

Distribución areal

Afloran en la margen noroccidental del salar de Antofalla, en las inmediaciones del caserío de Antofallita situado pocos kilómetros hacia el oeste del límite occidental de la Hoja.

Litología

Está caracterizada por esquistos cuarzo-micáceos, esquistos anfibólicos y anfibolitas, provenientes de un conjunto sedimentario-volcánico, este último de naturaleza básica (Omarini *et al.*, 1988) afectado por un metamorfismo de grado bajo a medio.

Edad y relaciones estratigráficas

Donato y Vergani (1985a) mencionaron sedimentitas ordovícicas apoyadas discordantemente sobre metamorfitas en los contrafuertes noroccidentales del salar de Antofalla, por lo que esta unidad sería la única que muestra relaciones estratigráficas que permiten incluirla con seguridad en el basamento preordovícico. La edad precisa de este basamento es incierta.

Las relaciones de esta unidad del basamento con las otras aflorantes más al este se interpretan como tectónicas.

2.1.1.2. CÁMBRICO-ORDOVÍCICO

2.1.1.2.1. Rocas sedimentario-epimetamórficas

Formación Tolillar (8)

Grauvacas y pelitas con anquimetamorfismo. Depósitos marinos

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Zappettini *et al.* (1994) y comprende los afloramientos anteriormente incluidos en la Formación Caukota (Turner, 1964) y parte de la Formación Falda Ciénega (Aceñolaza *et al.*, 1976a).

Distribución areal

Se encuentra al norte y al sur del salar de Tolillar.

Litología

Está constituida por una alternancia de vaques dominantes y areniscas subordinadas. Las primeras gris verdosas, tenaces, de grano fino a mediano, formadas por granos de cuarzo, feldespato y una matriz de agregados félsicos acompañados de sericita y biotita de neoformación. Están bien estratificadas en bancos de hasta 0,50 m, constituyendo paquetes de hasta 50 metros. Las areniscas son de grano fino, gris oscuro a verdosas; forman bancos de 5 a 10 cm de espesor. Están compuestas por granos de cuarzo, plagioclasa, escaso anfíbol, opacos, sericita y apatita y afectadas por metamorfismo indicado por la neoformación de biotita y el desarrollo de una textura granoblástica (Zappettini *et al.*, 1994). En los asomos de los contrafuertes septentrionales del salar de Tolillar se ven intercalaciones de una roca verdosa con

feldespato, quizá una arenisca volcanoclástica. Bahlburg *et al.* (1996) indicaron frecuentes intercalaciones de areniscas volcanoclásticas en la faja occidental del Ordovícico de la Puna, la que incluye los afloramientos que aquí se integran en la Formación Tolillar. El espesor es desconocido.

Edad y relaciones estratigráficas

Zappettini *et al.* (1994) asignaron esta unidad al Tremadociano de acuerdo con relaciones estratigráficas expuestas más al norte. Bahlburg *et al.* (1996) indicaron una edad ordovícica inferior para las secuencias integradas en la Formación Tolillar.

La Formación Tolillar muestra concordancia en su base con la Formación Tolar Chico (Zappettini *et al.*, 1994). Las relaciones con la Formación Falda Ciénege no están expuestas; éstas serían tectónicas (Bahlburg *et al.*, 1996). La Formación Tolillar está intruida por diques de gabro que formarían parte del Complejo Básico Ojo de Colorados (Zappettini *et al.*, 1994).

Formación Falda Ciénege (10)

Grauvacas y pelitas con intercalaciones de areniscas cuarzosas, lavas dacíticas y areniscas volcanoclásticas, con anquimetamorfismo. Depósitos marinos

Antecedentes

Fue definida por Aceñolaza *et al.* (1976a) para incluir los afloramientos con fósiles ordovícicos que hasta ese momento se asignaban a las Formaciones Caucota y Copalayo del Precámbrico (Turner, 1964).

Distribución areal

Se encuentra en los contrafuertes noroccidental, occidental y austral del salar del Hombre Muerto y en las inmediaciones de Nacimientos, en el borde SO de la Hoja.

Litología

Está constituida por psamitas y pelitas estratificadas rítmicamente, con intercalaciones menores de conglomerados, tobas y areniscas volcanoclásticas, todo el conjunto afectado por un metamorfismo de muy bajo grado, ocasionalmente de bajo grado. También se distinguen asomos menores de cuarcitas.

Los afloramientos principales están representados por una alternancia rítmica de grauvacas, areniscas y pelitas entre los que intercalan ocasionales y delgados bancos de conglomerados.

Las psamitas y pelitas muestran espesores variables de 0,1 a 2 metros. Ocasionalmente se observan paquetes de psamitas o pelitas de hasta 5 m de potencia.

Aceñolaza *et al.* (1976a) definieron a la fracción arenosa integrada por metagrauvacas, areniscas cuarzosas finas, grauvacas líticas o feldespáticas, con una fracción clástica compuesta principalmente de cuarzo y plagioclasa inmersos en una matriz recristalizada formada por clorita-sericita-biotita.

Las pelitas poseen una fábrica planar muy bien marcada definida por la disposición de los filosilicatos de neoformación, principalmente clorita-sericita. Esta fábrica planar representa un clivaje de plano axial.

Capas de conglomerados finos de hasta 2 m de espesor se intercalan entre las grauvacas y pelitas. Los conglomerados son oligomíticos, constituidos principalmente por clastos de cuarzo (Aceñolaza *et al.*, 1976a).

Entre las grauvacas se distinguen bancos con alto contenido de feldespatos y granos de cuarzo con bordes engolfados. Es posible que estos niveles correspondan a areniscas volcanoclásticas. La presencia de intercalaciones volcánicas en la Formación Falda Ciénege fue propuesta a partir de asociaciones minerales, entre ellos estilpnomelano (Toselli, 1982). No se detectaron niveles volcánicos en la Formación Falda Ciénege como ocurre al norte de la Hoja (Hongn, 1992; Blasco y Zappettini, 1995). Sin embargo, se considera que esto obedece más a la falta de controles detallados que a la ausencia de estos niveles. No obstante, el registro de episodios volcánicos es sensiblemente inferior al del Ordovícico de la Puna de Jujuy, en el que la participación de material volcánico o relacionado con volcanismo es significativa (Koukharsky *et al.*, 1988).

En la Formación Falda Ciénege existen modificaciones metamórficas de muy bajo a bajo grado de acuerdo con la cristalinidad de illita, que ubica el proceso metamórfico entre el anquimetamorfismo y el epimetamorfismo (Toselli, 1982)

Cuarcitas blanquecinas, bien estratificadas, con estratificación cruzada notable, se hallan entre la laguna Pedernal y el río Vicuña Muerta. Estos afloramientos se incluyen en la Formación Falda Ciénege, aunque muestran notables diferencias litológicas con las turbiditas, además de un grado

de deformación sensiblemente inferior. Las cuarcitas se interpretan como facies proximales de plataforma.

Aceñolaza *et al.* (1976a) establecieron un espesor de 1.200 m para el perfil de Falda Ciénega. Se estima un espesor mínimo de 3.000 m para esta unidad.

Contenido fosilífero

La Formación Falda Ciénega contiene graptolites. Éstos provienen de los perfiles de la quebrada de Falda Ciénega (Aceñolaza *et al.*, 1976a) y de afloramientos de las inmediaciones de Paycuqui (Rojo, 1972).

Edad y relaciones estratigráficas

La edad de esta unidad sería llanvirniana alta-llandeiliana de acuerdo con sus fósiles (Aceñolaza *et al.*, 1976a).

No se conocen las relaciones de base de la Formación Falda Ciénega. Se suponen relaciones tectónicas con la Formación Tolillar (Bahlburg *et al.*, 1996). La deformación del Ordovícico tardío (oclóyica) imprimió un intenso plegamiento y fallamiento. Sobre los niveles deformados se asientan sedimentitas y volcanitas neógenas.

2.1.1.2.2. Rocas magmáticas

COMPLEJO BÁSICO OJO DE COLORADOS (9)

Gabros y dioritas

Antecedentes

Fue definido por Zappettini *et al.* (1994) como Complejo Máfico-Ultramáfico Ojo de Colorados y luego redefinido por Blasco y Zappettini (1995) como Complejo Básico Ojo de Colorados, para integrar las manifestaciones básicas y ultrabásicas que afloran hacia el sur del salar de Pocitos. Los primeros hallazgos de estas rocas corresponden a Argañaraz *et al.* (1973). Blasco *et al.* (1996) y Bahlburg *et al.* (1996) las interpretaron como un complejo ofiolítico de edad ordovícica inferior.

Distribución areal

Se halla intercalado en la Formación Tolillar en los contrafuertes septentrionales del salar de Tolillar.

Constituye la terminación austral de una franja de afloramientos de mayor extensión en el ámbito de la Hoja San Antonio de los Cobres (Blasco y Zappettini, 1995).

Litología

Zappettini *et al.* (1994) describieron gabros estratificados y serpentinitas. Los afloramientos controlados corresponden a gabros de grano mediano a grueso, de forma tabular intercalados en la sedimentitas-epimetamorfitas de la Formación Tolillar, la que muestra fenómenos de metamorfismo térmico en la zona del contacto (Norman Page, com. verbal). El cuerpo gábrico principal posee un espesor aproximado de 100 metros.

Edad y relaciones estratigráficas

Blasco y Zappettini (1995) incluyeron a este complejo en el Tremadociano, contemporáneo con la Formación Tolillar, edad que se confirmaría con dataciones absolutas de aproximadamente 500 Ma (Blasco *et al.*, 1996). Bahlburg *et al.* (1996) también sugirieron una edad ordovícica inferior para el magmatismo básico intercalado en secuencias ordovícicas de la Puna. Blasco *et al.* (1996) interpretaron a este complejo como parte de una corteza oceánica desmembrada, es decir que representaría una zona de sutura. De comprobarse la naturaleza ofiolítica de las rocas los contactos deberían ser tectónicos con la Formación Tolillar que en la Hoja San Antonio de los Cobres (Blasco y Zappettini, 1995) no muestra fenómenos de metamorfismo de contacto. En ese caso, la edad del complejo sería mayor a la de las sedimentitas y al Ordovícico correspondería la edad de emplazamiento tectónico de las ofiolitas. Sin embargo, los gabros que afloran en el ámbito de la Hoja Cachi muestran contactos intrusivos, situación que alerta sobre la posibilidad de rocas básicas con distintos orígenes (Norman Page, com. verbal).

COMPLEJO ERUPTIVO OIRE (11/15)

Antecedentes

El Complejo Eruptivo Oire (Blasco y Zappettini, 1995) se definió para integrar las rocas magmáticas paleozoicas del borde oriental de

la Puna que afloran entre los 24° y 25° de latitud sur. Estas rocas corresponden a las que Turner (1961) denominó Formación Oire y caracterizó como migmatitas precámbricas. Méndez *et al.* (1973) posteriormente las agruparon en la Faja Eruptiva de la Puna Oriental, unidad que se interpretó de diferentes formas: un arco magmático ordovícico (Coira *et al.*, 1982); una faja de metamorfismo y granitización ordovícica (Viramonte *et al.*, 1976; Omarini *et al.*, 1984), un basamento ígneo-metamórfico con unidades de edades diferentes (Mon y Hongn, 1991; Viramonte *et al.*, 1993; Hongn, 1994).

Distribución areal

Los afloramientos del Complejo Eruptivo Oire se disponen en una faja de rumbo meridiano que transpone los límites norte y sur de la Hoja Cachi, aproximadamente entre los paralelos 66°20' y 66°45' de longitud oeste.

Litología

Se han distinguido fases dentro de este complejo de acuerdo con rasgos notables en escala mesoscópica, las que se disponen subparalelas al rumbo general de la faja de afloramientos.

Granitos y granodioritas de grano fino a mediano, equigranulares a porfíricas (11). Con metamorfismo (11a)

Afloran en dos extensas áreas elongadas en sentido norte-sur. La primera ocupa la parte superior del faldeo occidental de las cumbres de Luracatao y los contrafuertes orientales del salar de Diablillos. La segunda se extiende desde la sierra de Vázquez hacia el norte.

Está constituida por granodioritas y en menor medida granitos de grano mediano, ocasionalmente porfíricas con fenocristales de feldespato potásico (microclino) que rara vez superan los tres centímetros de longitud.

Estos granitoides pasan gradualmente a ortogneises (11a) que muestran diferentes grados de milonitización. Estos gneises miloníticos poseen fajas con sillimanita sintectónica (Hongn *et al.*, 1996a), la que indica un metamorfismo de alto grado. Los contactos observados con la roca de caja son concordantes por efecto de la deformación.

Granitos y granodioritas de grano grueso con megacrístales (12); greisenizados (12a), con intensa pegmatización (12b), con metamorfismo (12c)

Constituyen la fase de mayor difusión areal dentro del Complejo Eruptivo Oire. Sus exposiciones se distinguen en la parte inferior del faldeo occidental de las cumbres de Luracatao, en los contrafuertes australes y septentrionales del salar de Diablillos y en el cerro Blanco. El afloramiento principal corresponde a una faja que se extiende en dirección norte-sur que cubre las márgenes occidentales de los valles de Luracatao, Colomé, Tacuil y Hualfín. Los asomos más orientales de esta litología se encuentran en la Cordillera Oriental.

Corresponden a granitos y granodioritas de grano grueso con fenocristales de feldespato potásico de hasta 10-12 cm de longitud, con frecuencia de más de 5 centímetros. Son rocas biotíticas, en menor grado moscovíticas, grises y rosadas.

Sobre el río Compuel se observó un afloramiento pequeño (12a), donde los granitos y granodioritas con megacrístales están transformados en una roca verde, con abundante moscovita secundaria de grano fino y limonitas diseminadas que indicarían un contenido anómalo de minerales metálicos. Se atribuyen estas características a un proceso de greisenización.

Los granitos y granodioritas con megacrístales y con abundantes pegmatitas (12b) se distinguen como fajas en la margen occidental del valle de Hualfín, desde la latitud de Tacuil hacia el sur. Se destacan en imágenes de satélite y fotografías aéreas por sus tonos más claros.

Los granitoides con megacrístales y las pegmatitas generalmente muestran una intensa deformación que produce milonitas y que genera contactos concordantes entre las diferentes fases y la roca de caja.

Existen fajas de estos granitos y granodioritas con metamorfismo (12c). La más conspicua se extiende hacia el sur del cerro Incahuasi hasta inmediaciones de las Juntas, 5 km hacia el oeste de Tacuil. Los ortogneises tienen una foliación bien definida por la concentración de biotita que engloba los fenocristales de feldespato. Son grises y poseen diferentes grados de milonitización.

Gabros y dioritas (13)

Corresponden a dos afloramientos pequeños en la parte septentrional de la faja del Complejo Erup-

tivo Oire. Uno se localiza sobre las nacientes de la quebrada de Vicuña Muerta y el otro está en los contrafuertes occidentales del salar de Diablillos.

Son rocas verde oscuro, de grano mediano, constituidas por anfíbol, plagioclasa y cantidades menores de cuarzo. Se observan cristales de anfíbol de hasta 2 cm de longitud.

Sus relaciones con las otras rocas no son claras. Enclaves de rocas básicas (Becchio, R., com. personal) en granitos, indicarían una cronología relativa en los contrafuertes occidentales del salar de Diablillos.

Pegmatitas, aplitas y lamprófiros (14)

Las rocas filonianas son abundantes en el Complejo Eruptivo Oire. Están representadas por una amplia variedad de diques, alojados tanto en las rocas eruptivas como en la caja metamórfica. Se distinguen diques pegmatíticos, aplíticos y de rocas básicas.

La mayor parte de los diques son de rumbo meridiano, subparalelos a la foliación de las rocas del Complejo Eruptivo Oire. Los diques poseen diferentes grados de deformación, desde intensamente deformadas hasta sin deformación, con estados intermedios entre estos extremos.

Leucogranitos (15)

El leucogranito constituye un afloramiento pequeño situado hacia el oeste de Cuchiyacu. Es un granito de grano fino a mediano, moscovítico, gris claro a blanco.

Edad y relaciones estratigráficas

Las relaciones entre las distintas unidades cartografiadas en el Complejo Eruptivo Oire son difíciles de establecer con la información disponible. Sólo es posible mencionar que en las inmediaciones del salar de Diablillos se observó a los granitoides de grano grueso con megacristales intruidos en los granitoides de grano fino a mediano. Los contactos entre las fases diferenciadas se suponen intrusivos.

La edad del Complejo Eruptivo Oire es discutida. La mayoría de las dataciones absolutas indican una edad ordovícica (423 Ma, González, 1984, 1985a; 472 Ma, Omarini *et al.*, 1984; Lork y Bahlburg, 1993) por lo que se asigna al Ordovícico, quizá Silúrico basal para parte del mismo, espe-

cialmente las pegmatitas y el leucogranito que representarían la parte final del episodio magmático. La fase de granitos y granodioritas de grano mediano a grueso, porfíricas a equigranulares, corresponde a la más antigua del complejo porque está intruida por la de granitos y granodioritas porfíricas de grano grueso que son las que arrojan edades de 472 Ma. Es posible también que esta fase más antigua corresponda a un episodio anterior al Complejo Eruptivo Oire y que junto a las metamorfitas integren la caja. Al respecto, cabe mencionar que estos granitoides muestran una deformación muy intensa en la mayoría de los afloramientos controlados. Asimismo, es necesario considerar que algunos de los gneises que se incluyen en el Complejo Metamórfico Río Blanco pueden pertenecer a esta fase más antigua del Complejo Eruptivo Oire.

El Complejo Eruptivo Oire se interpreta como un episodio magmático sincinemático a tardiocinemático con las fases de deformación ocurridas entre el Ordovícico temprano y el Ordovícico tardío, lapso en el que se desarrollaron las fases Guandacol y Oclóyica. A estos episodios se asocian deformaciones de alta temperatura (Hongn, 1994; Hongn *et al.*, 1996a) que modificaron fuertemente las relaciones entre las distintas fases del Complejo Eruptivo Oire y entre éstas y la roca de caja. Es posible que zonas de cizalla regional del basamento hayan controlado fuertemente la intrusión y deformación de las rocas del Complejo Eruptivo Oire (Hongn, 1994).

Formación Cortaderas (18)

Granitos y granodioritas

Antecedentes

Donato y Vergani (1985a) definieron las Formaciones Cortaderas, Arita, Macón, Pocitos y Taca-Taca para denominar a los granitos paleozoicos que afloran en los alrededores del salar de Arizaro. Blasco y Zappettini (1995) integraron los granitos de los cerros Navarro y Lari Chico en la Formación Navarro.

Distribución areal

Aflora en el cerro Cortaderas, vértice NO de la Hoja, donde constituye el núcleo de un anticlinal de las sedimentitas cenozoicas. El cuerpo muestra una

longitud de 3,5 km y un ancho de 1 km (Donato y Vergani, 1985a).

Litología

Esta caracterizada por un granito calcoalcalino gris-rosado (Donato y Vergani, 1985a). La caja es desconocida.

Edad y relaciones estratigráficas

No se conocen dataciones sobre este intrusivo. Donato y Vergani (1985a) lo incluyeron en el episodio magmático ordovícico de acuerdo con dataciones de granitos cercanos. La Formación Cortaderas correspondería al mismo evento que la Formación Navarro, a la que Blasco y Zappettini (1995) asignaron al Cámbrico-Ordovícico. La roca de caja de la Formación Cortaderas no aflora. Pocos kilómetros hacia el norte la Formación Navarro está encajada en sedimentitas atribuidas al Ordovícico (Blasco y Zappettini, 1995).

2.1.2. CORDILLERA ORIENTAL

2.1.2.1. NEOPROTEROZOICO-EOCÁMBRICO

2.1.2.1.1. Rocas metamórficas

Formación Puncoviscana (4)

Grauvacas, areniscas y pelitas anquimetamórficas.

Turbiditas (4a).Dacitas (4b)

Antecedentes

La Formación Puncoviscana (Turner, 1960) fue definida en la sierra de Santa Victoria. Posteriormente se utilizó esa denominación para todo el basamento sedimentario-epimetamórfico de la Cordillera Oriental (Turner, 1972; Jezek, 1990). La posibilidad de que exista más de una unidad estratigráfica dentro del basamento sedimentario-epimetamórfico fue postulada por diferentes autores (Salfity *et al.*, 1975; Baldis y Omarini, 1984; Mon y Hongn, 1988b, 1996). Si bien se comparte este concepto, por lo que es posible que los afloramientos, o parte de ellos, del basamento epimetamórfico de la Hoja Cachi no correspondan a la Formación Puncoviscana, se utiliza este término por su amplio uso en la literatura.

Distribución areal

Los principales afloramientos de la Formación Puncoviscana se encuentran en el cerro Tin Tin, en la margen occidental del Valle Calchaquí desde Molinos hacia el norte, en las cumbres Lagunilla y en el faldeo nororiental de la sierra de Quilmes entre San Antonio y el río las Viñas. Es posible que existan otros asomos dispersos entre las metamorfitas de mayor grado a las que pasa gradualmente.

Litología

La Formación Puncoviscana está caracterizada por una alternancia de pelitas, grauvacas y areniscas (4a). Las turbiditas de la Formación Puncoviscana que afloran en la Hoja Cachi corresponden a depósitos intermedios a distales (Jezek, 1990). Se destacan intercalaciones menores de conglomerados, que representarían facies de cañones (Jezek, 1990; Durand, 1990) y de lavas ácidas (dacíticas y quizá riolíticas). Las lavas ácidas (4b) se hallan en la margen occidental del valle de las Cuevas. Son rocas verdes, con una pasta silíceo y fenocristales de cuarzo y plagioclasa. Las relaciones de estas volcanitas con las turbiditas no se observan nítidamente en los afloramientos controlados; se atribuyen a un proceso eruptivo dentro de la Formación Puncoviscana porque ésta muestra delgados niveles de sílice en las inmediaciones de las volcanitas y porque las dacitas están afectadas por fajas de milonitización. Estas volcanitas corresponderían a las deducidas por Lork *et al.* (1990) a partir del análisis de circones en la epimetamorfitas. Omarini y Alonso (1987) destacaron volcanitas en el basamento pocos kilómetros hacia el nordeste de Cachi.

El grado metamórfico de la Formación Puncoviscana corresponde a epimetamorfismo y anquimetamorfismo (Toselli, 1990; Toselli y Rossi de Toselli, 1990).

Venas de cuarzo de diferentes espesores y posiciones atraviesan a la epimetamorfitas.

La Formación Puncoviscana posee una deformación intensa que impide determinar, o aún estimar, su espesor.

Contenido paleontológico

Afloramientos cercanos a Cachi contienen trazas fósiles (Aceñolaza *et al.*, 1976b; Durand y Aceñolaza, 1990).

Edad y relaciones estratigráficas

Las relaciones de base son desconocidas. Esta unidad pasa transicionalmente a otras de mayor metamorfismo y aloja intrusivos granítico-tonalíticos. Sobre este basamento se asientan secuencias mesozoicas y cenozoicas, a las que cabalga en diferentes áreas.

Con respecto a la edad cabe mencionar que la asociación de trazas fósiles registrada en el basamento epimetamórfico de la región de Cachi no posee una ubicación cronológica precisa, dado que puede pertenecer tanto al Vendiano (Neoproterozoico terminal) como al Manykaiano-Tomotiano (Cámbrico basal, Durand, 1992).

De acuerdo con la nueva acotación cronológica del límite Neoproterozoico-Cámbrico (544 Ma, Bowring *et al.*, 1993) y a las edades tanto de metamorfismo (Adams *et al.*, 1990; Lork *et al.*, 1990) como de los intrusivos en la Formación Puncoviscana (Galliski, 1983a; Toselli, 1992) se asigna una edad neoproterozoica terminal a esta unidad.

Formación La Paya (6)

Cuarzitas, esquistos y esquistos nodulosos, gneises y migmatitas (6a). Filitas, esquistos y gneises moteados (6b)

Antecedentes

Aceñolaza *et al.* (1976b) denominaron como Formación La Paya a las filitas y esquistos moteados a los que pasa transicionalmente la Formación Puncoviscana. La definición original de esta unidad comprendía a los afloramientos ubicados entre los nevados de Palermo y el curso inferior del río Luracatao. Posteriormente, Toselli y Rossi de Toselli (1990) y Toselli (1990) incluyeron en la Formación La Paya a todas las metamorfitas que presentan mayores transformaciones metamórficas que la Formación Puncoviscana. En esta descripción se adopta este último criterio dado que se necesitan trabajos muy detallados para separar unidades metamórficas. Sin embargo, durante los controles de campo expeditivos se distinguieron algunos rasgos generales que aconsejan intensificar las investigaciones para determinar de forma más precisa las relaciones entre los eventos metamórficos, magmáticos y tectónicos del basamento. Como ejemplo cabe mencionar la relación entre las rocas de la Formación La Paya que registran un metamorfismo de presión baja y temperatura intermedia (Toselli y Rossi de Toselli, 1990) y las que afloran en el núcleo de la sierra de Quilmes, for-

madas a temperatura y presión mayores (Rossi de Toselli *et al.*, 1987; Lucassen *et al.*, 1996). También se aprecian distintas relaciones entre la Formación La Paya y los granitoides que la intruyeron, los que tienen edades de 563 a 460 Ma (Toselli y Rossi de Toselli, 1990; Galliski, 1981, 1983a) y aparentemente vínculos temporales diferentes entre el metamorfismo y la intrusión. Algunas de estas relaciones se comentan en la descripción de los intrusivos en el basamento.

Parte de los afloramientos que se incluyen en la Formación La Paya corresponden a los Complejos Metamórficos Tolombón y Agua del Sapo (Toselli *et al.*, 1978).

Distribución areal

Las principales exposiciones de esta formación se encuentran en las cumbres de Brealito, hacia el sur de Molinos -en los cerros Overo, Rumio, Condorhuasi y Cuevas- y en el extremo septentrional de la sierra de Quilmes.

Litología

Dentro de los afloramientos de la Formación La Paya es posible distinguir dos grandes áreas, separadas por el curso inferior del río Luracatao.

La porción norte -cumbres de Brealito- está formada por filitas y esquistos moteados, esquistos nodulares, gneises y migmatitas (6a), originada por un pico térmico al que también se relacionarían parte de los intrusivos que aloja.

Los esquistos moteados y nodulares constituyen la litología más difundida. Corresponden a esquistos oscuros, cuarzo micáceos con motas y nódulos de biotita y/o cordierita. Muestran una esquistosidad bien marcada. La estratificación está transpuesta en forma avanzada y se reconoce localmente como relicto.

Las filitas moteadas integran la zona de transición entre la Formación Puncoviscana y los esquistos moteados y nodulosos. Son rocas grises y gris verdosas, en las que la estratificación se preserva con regularidad.

Los gneises y migmatitas son los de menor expresión areal. Se observan en las inmediaciones de los intrusivos. Son rocas más claras que los esquistos y filitas. Poseen un bandeo composicional bien diferenciado. Frecuentemente tienen nódulos de cordierita.

La porción austral comprende los afloramientos distribuidos hacia el sur de Molinos. Están compuestos por una amplia variedad de tipos litológicos, entre ellos filitas, metacuarcitas, esquistos, gneises y migmatitas (6b).

La litología dominante está dada por los esquistos. Son cuarzo micáceos, oscuros, con una esquistosidad bien definida. Muestran extensas áreas con una foliación marcada por folias micáceas y cuarzo-feldespáticas con espesores que varían entre pocos milímetros y 2-3 centímetros. Están formados por cuarzo, cordierita, moscovita, plagioclasa y biotita, y en menor grado microclino, apatita y turmalina (Villanueva, 1992).

Las rocas moteadas, si bien están presentes en esta porción austral, no constituyen un rasgo tan característico como en la parte norte. Además, en algunas áreas las motas se desarrollan sobre rocas con un grado de metamorfismo mayor que el de la Formación Puncoviscana (Cisterna, 1986; Oyarzábal, 1989), es decir que existiría otro episodio metamórfico entre el de muy bajo grado que caracteriza a la Formación Puncoviscana y el episodio térmico que genera las motas de biotita y cordierita. En la región septentrional no se observa esta relación. Es posible también que en la región austral estén expuestos niveles de la Formación Puncoviscana que muestran un mayor grado metamórfico asociado al mismo evento que produce epimetamorfismo y anquimetamorfismo en niveles más superficiales.

Las metamorfitas alojan abundantes diques de rocas filonianas, principalmente pegmatitas, algunas de ellas relacionadas con los intrusivos y otras de origen metamórfico.

El evento metamórfico que origina la Formación La Paya corresponde a uno de baja presión y temperatura intermedia -en general mediano grado metamórfico- las que aumentan gradualmente hacia el sur (Toselli y Rossi de Toselli, 1990).

Edad y relaciones estratigráficas

La Formación La Paya exhibe relaciones transicionales con el basamento epimetamórfico, por lo que los niveles a partir de los cuales se origina son del Neoproterozoico terminal, quizá del Cámbrico inicial (Durand, 1992).

Establecer la edad del metamorfismo que produce las rocas de la Formación La Paya presenta mayores dificultades. El evento metamórfico que originó la Formación La Paya correspondería a la

implantación de un eje térmico (domos) al que también se relacionaría el magmatismo de la región (Toselli, 1990), es decir que la Formación La Paya tendría la misma edad que los granitos que la intruyen. Sin embargo, las edades de estos granitos muestran un rango de aproximadamente 100 Ma (desde 563 hasta 453 Ma, Galliski, 1981; Toselli, 1992; Miller, 1996) desde el Neoproterozoico terminal hasta el Ordovícico superior. En la porción norte se advierte que las transiciones entre las Formaciones Puncoviscana y La Paya están directamente relacionadas con los cuerpos intrusivos de la Formación Cachi, siendo esta última la que posee edades radiométricas mayores de 500 Ma. En la región sur, en cambio, las edades de los intrusivos varían entre 470 y 450 Ma, y éstos muestran contactos con aureolas metamórficas discretas desarrolladas sobre rocas con un metamorfismo previo mayor que el de la Formación Puncoviscana. No se conoce con precisión la evolución tectonometamórfica de la Formación La Paya para distinguir si existen dos episodios de metamorfismo térmico superpuestos o si existe un único proceso continuo de aproximadamente 100 Ma de duración como fue postulado por diferentes autores (Toselli, 1990; Toselli y Rossi de Toselli, 1990; Miller *et al.*, 1992, entre otros)

2.1.2.1.2. Rocas plutónicas

Formación Cachi (5)

Trondhjemitas, granitos y granodioritas. Pegmatitas (5a)

Antecedentes

Turner (1961, 1964) integró los intrusivos del basamento de los nevados de Palermo en la Formación Cachi, a los que asignó edad precámbrica. La naturaleza trondhjémítica de la Formación Cachi y el interés económico de sus pegmatitas fueron motivo de estudios específicos por parte de Galliski (1981, 1983a, 1983b) y por Galliski y Miller (1989) y Galliski *et al.* (1990). Estos plutones también se estudiaron desde un enfoque geocronológico (Lork *et al.*, 1989; Lork y Bahlburg, 1993; Toselli, 1982; Miller, 1996)

Distribución areal

Los intrusivos de la Formación Cachi se distribuyen desde las cumbres de Brealito hacia el norte. Los principales afloramientos corresponden a los plutones de las Cuevas, el Alto, el Hueco, las Cabritas, la Paya y Vallecito (Toselli, 1992).

Litología

La Formación Cachi está constituida por trondhjemitas, tonalitas y granitos (Quartino, en Turner, 1964; Galliski, 1981, 1983a; Toselli, 1992). Se caracterizan por ser rocas gris blanquecinas, rasgo que las destaca en afloramientos y a través del análisis de fotografías aéreas e imágenes de satélite.

Corresponden a intrusivos epizonales, tardío a postcinemáticos (Galliski, 1981, 1983a; Toselli, 1992). Los afloramientos dentro de la Hoja Cachi comprenden principalmente a los cuerpos tardiocinemáticos. Poseen una foliación tectónica de discreta definición marcada por la disposición subparalela de las biotitas. Ocasionalmente se distinguen delgadas fajas de mayor deformación donde la foliación y la lineación están muy bien definidas. Los intrusivos de la Formación Cachi son alargados en el sentido de la estructura de la roca de caja (Formación La Paya) con la que muestra contactos pseudoconcordantes.

La Formación Cachi posee un cortejo de pegmatitas complejas (5a). Estas rocas son más notables hacia el norte, en la Hoja San Antonio de los Cobre (Galliski, 1981, 1983b; Blasco y Zappettini, 1995), donde la roca de caja tiene modificaciones metamórficas más suaves.

Edad y relaciones estratigráficas

Las edades absolutas obtenidas en la Formación Cachi (Galliski, 1981, 1983a; Lork *et al.*, 1989; Friedrich, en Toselli, 1992; Lork y Bahlburg, 1993; Miller, 1996) varían entre 564 y 453 Ma. Las edades más frecuentes se ubican entre 564 y 520 Ma por lo que se asigna esta formación al Neoproterozoico terminal-Eocámbrico de acuerdo con Toselli, 1992.

La Formación Cachi intruye a las metamorfitas de la Formación La Paya, la que se originó por un evento térmico al que se asocian los intrusivos (Toselli, 1990).

2.1.2.2. CÁMBRICO-ORDOVÍCICO

2.1.2.2.1. Rocas plutónicas

Tonalita Las Viñas (7)

Tonalitas. Pegmatitas (7a)

Antecedentes

Este intrusivo fue estudiado por Oyarzábal (1989).

Distribución areal

Aflora en la sierra de Quilmes. Constituye un cuerpo elongado de rumbo norte-sur. Otros intrusivos menores situados hacia el oeste del afloramiento principal se indican como pertenecientes a esta unidad, aunque es posible que pertenezcan al granito Alto del Cajón o a zonas con alta concentración de pegmatitas.

Litología

La Tonalita Las Viñas está compuesta por cuarzo, plagioclasa y cantidades menores de microclino. Entre los minerales accesorios se observan biotita y epidoto, opacos, apatita, titanita y circón. Es de grano fino a medio, gris y presenta foliación en los bordes. Los contactos son discordantes en la parte norte y concordantes en la parte sur (Oyarzábal, 1989).

Asociados a la tonalita se distingue un cortejo de pegmatitas (7a) de composición tonalítica y granítica (Oyarzábal, 1989). Algunas áreas, entre ellas las inmediaciones del cerro Ovejería, muestran una alta concentración de pegmatitas.

Edad y relaciones estratigráficas

No se dispone de información geocronológica sobre este intrusivo. Oyarzábal (1989) lo asignó al mismo episodio magmático que originó el Granito Cafayate, el que posee una edad Rb/Sr de 507 ± 13 Ma (Miller *et al.*, 1991). La Tonalita Las Viñas intruyó a metamorfitas de bajo a mediano grado metamórfico (Formación La Paya) sobre las que generó una aureola de metamorfismo térmico (Oyarzábal, 1989). Las rocas de la Formación La Paya que conforman la caja de este intrusivo manifiestan un metamorfismo de mayor grado que el característico de la Formación Puncoviscana, con la cual se relacionan transicionalmente. Este episodio metamórfico -ya mencionado en la descripción de la Formación La Paya- antecede a la intrusión de la Tonalita Las Viñas.

Granito La Angostura (16)

Granitos grises. Pegmatitas y zonas con intensa pegmatización (16a)

Antecedentes

El Granito La Angostura fue cartografiado por Cisterna (1986). Lork *et al.* (1989) llevaron a cabo estudios geocronológicos.

Distribución areal

Aflora en las inmediaciones de La Angostura, pocos kilómetros hacia el sur de Molinos.

Litología

Cisterna (1986) diferenció dos fases principales. Una granodiorítica gris de grano fino a mediano, foliada, con contactos concordantes con la roca de caja, compuesta por cuarzo, oligoclasa y microclino. Los minerales accesorios principales corresponden a biotita, moscovita (también presente como mineral secundario) y sillimanita, la que generalmente se relaciona con las micas. La otra fase es monzogranítica, blanco-grisácea o rosada, de grano mediano a grueso. No posee foliación. Está formada por cuarzo, microclino y plagioclasa. Los minerales accesorios son biotita, moscovita, epidoto, turmalina, apatita y sillimanita.

Asociados al intrusivo se distinguen abundantes filones pegmatíticos (16a). Cisterna (1986) distinguió dos grupos de pegmatitas. Uno compuesto por pegmatitas de cuarzo y plagioclasa con abundante turmalina y moscovita y escaso granate. Las del otro grupo son feldespáticas con cantidades menores de biotita y turmalina; muestran dimensiones mayores que las de cuarzo y plagioclasa. Es posible que pegmatitas que en el mapa se indican asociadas al Granito La Angostura correspondan a segregaciones metamórficas originadas durante el metamorfismo principal de la Formación La Paya.

Edad y relaciones estratigráficas

Una datación U/Pb sobre este intrusivo dio 462 Ma (Lork *et al.*, 1989). Está alojado en la Formación La Paya. Aquí, la Formación La Paya, como en la caja de la Tonalita Las Viñas, corresponde a esquistos micáceos sobre los que se superpone el metamorfismo térmico (Cisterna, 1986; Lork *et al.*, 1989). Estas relaciones serían diferentes a las que se observan más al norte, en las cumbres de la Laguna, donde el metamorfismo que genera la Formación La Paya es el único que se ve superpuesto al de la Formación Puncoviscana.

Granito Pucará (17)*Granitos rosados**Antecedentes*

El Granito Pucará fue definido por Villanueva (1988, 1992).

Distribución areal

Aflora en los cerros Bayos, en el cerro Durazno y sobre el río Pucará-Angastaco.

Litología

Corresponde a un granito rosado de grano mediano a grueso. Está compuesto por cuarzo, microclino, plagioclasa (oligoclasa). Es un granito biotítico-moscovítico. Como minerales accesorios se encuentran turmalina, circón, rutilo y zoicita. La sericita es el mineral secundario más conspicuo (Villanueva, 1992).

Observaciones expeditivas sobre fases de borde en el río Pucará-Angastaco permitieron determinar la presencia de granate en el granito rosado de grano grueso. No es posible precisar si este mineral se encuentra sólo en el borde o también en las fases centrales. El intrusivo generó una delgada zona de corneanas, la que se manifiesta por un sensible oscurecimiento de los esquistos micáceos de la caja.

Edad y relaciones estratigráficas

No existen edades sobre este intrusivo. Se establece una correlación provisoria con los Granitos La Angostura y Altos del Cajón, todos incluidos en el grupo de granitos peraluminosos indicado por Rossi de Toselli *et al.* (1985).

Este granito tiene diferentes relaciones con la roca de caja. El contacto occidental del cuerpo que aflora sobre el río Pucará muestra el granito alojado en esquistos micáceos sobre los que genera una delgada aureola de contacto, marcada por una faja del esquisto oscurecido. En la quebrada Agua Rosada, hacia el este del cerro Durazno, aflora el granito en una faja de aproximadamente 500 m de ancho. El borde oriental posee una caja de esquistos micáceos y el borde occidental de epimetamorfitas (pizarras, filitas y metagrauvas) moteadas.

Aparentemente el granito se intruyó en una caja heterogénea, con distintos grados de metamorfismo, sobre la que se superpone el metamorfismo térmico asociado al granito, que produce mayores modificaciones sobre las epimetamorfitas que sobre los esquistos micáceos. Nuevamente aquí se plantea el interrogante de las relaciones entre los distintos eventos metamórficos y las intrusiones.

Granito Altos del Cajón (19)

Granitos rosados y grises

Antecedentes

Este intrusivo fue diferenciado por Oyarzábal (1989), quien lo separó de la Tonalita Las Viñas.

Distribución areal

Sus afloramientos se encuentran en la sierra de Quilmes, ligados geográficamente con la Tonalita Las Viñas.

Litología

Oyarzábal (1989) diferenció dos variedades. La que constituye el afloramiento septentrional está compuesta por un granito rosado claro de grano fino a medio, con cuarzo, microclino y plagioclasa; los minerales accesorios corresponden a biotita, sillimanita, apatita y cordierita. Los bordes de este cuerpo presentan una foliación suave, indicada por la biotita dispuesta en forma groseramente paralela.

El afloramiento austral está caracterizado por un granito rosado de grano fino a medio, con cuarzo, microclino y plagioclasa. Es un granito de dos micas. Los minerales accesorios también son sillimanita, opacos, apatita y ocasionales cristales de andalucita.

Edad y relaciones estratigráficas

La edad de este granito es desconocida. Sólo es posible acotar que es posterior a la Tonalita Las Viñas, a la que intruye y de la cual posee enclaves. Oyarzábal (1989) relacionó este cuerpo a los granitos peraluminosos de Rossi de Toselli *et al.* (1985). De acuerdo con esta relación, el Granito Altos del Cajón tendría una edad cercana a la del Granito Angostura (460 Ma), aunque no debe descartarse una edad algo más joven, quizá silúrica baja. Toselli (1992) incluyó a este granito en el Ciclo Precordillerano neopaleozoico.

2.2. CRETÁCICO-PALEÓGENO

2.2.1. CORDILLERA ORIENTAL

GRUPO SALTA

El Grupo Salta (Brackebusch, 1883, nom. subst. Turner, 1959) constituye el relleno de una cuenca de

tipo rift intracontinental entre el Cretácico inferior y el Eoceno (Galliski y Viramonte, 1988; Salfity y Marquillas, 1994).

La cuenca, tal como se conoce en la actualidad, cubre gran parte de las provincias de Jujuy y Salta, con ramales que se extienden hasta el norte de la provincia de Tucumán y, en subsuelo, hasta el oeste de la provincia de Formosa. Ha sido subdividida en varias subcuencas agrupadas en torno a un alto estructural denominado dorsal salto-jujeña. A su vez, las subcuencas están comunicadas por umbrales en los que la subsidencia y el espacio disponible para su relleno fue menor.

En el relleno sedimentario se han distinguido secuencias sincrónicas con la fase activa de distensión y secuencias depositadas con posterioridad durante la etapa de subsidencia termal.

La primera etapa (sinrift) representa el relleno inicial de la cuenca y consta de acumulaciones clásticas de ambientes continentales. El conjunto constituye el Subgrupo Pirgua.

La etapa siguiente (postrift) está puesta de manifiesto por acumulaciones carbonáticas y clásticas que componen los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara.

El Subgrupo Balbuena se inicia con una subsidencia generalizada y una expansión de la cubeta sedimentaria, que involucra tanto a la cuenca ya colmada de Pirgua como a algunos altos estructurales vigentes durante su depositación. Esto permitió la instauración de un extenso lago somero, restringido, con algún tipo de vinculación marina. En las acumulaciones predominan las facies carbonáticas, pero en posiciones marginales se desarrollan facies clásticas, fluviales y eólicas.

A continuación ocurre una retracción del cuerpo de agua y se producen acumulaciones fundamentalmente clásticas, de granulometría fina, con escasos carbonatos, de ambientes fluviales y lacustres. Estas acumulaciones constituyen el Subgrupo Santa Bárbara, con el que culmina la historia sedimentaria del Grupo Salta.

En el ámbito de la Hoja se encuentra una porción del borde más occidental de la cuenca del Grupo Salta. Allí se generaron dos subcuencas de tamaño reducido, que en este trabajo se denominan Pucará y Brealito. Ambas subcuencas, separadas entre sí, recibieron espesas acumulaciones del Subgrupo Pirgua. En el borde oriental de la Hoja, y separada de las anteriores por la faja de basamento que constituye las sierras de Cachi y Quilmes, se

hallan afloramientos del Grupo Salta pertenecientes a la subcuenca de Alemania.

SUBGRUPO PIRGUA (20)

Conglomerados y areniscas rojas. Depósitos sin-rift. Abanicos aluviales

Los afloramientos del Subgrupo Pirgua (Vilela, 1951, *nom. transl.* Reyes y Salfity, 1973) están bien expuestos en los valles de Pucará-Hualfin, en la región de Molinos-Brealito, en el valle de las Cuevas y en ambos flancos del Valle Calchaquí. Ellos fueron mencionados con distintos grados de detalle por diversos autores (Russo, 1948; Mauri, 1951; Martinelli, 1979; Galliski, 1981; Boso *et al.*, 1984; Villanueva, 1988; Grier *et al.*, 1991; Ruiz, 1993 y Marret *et al.*, 1994).

En el cerro Negro se apoya en discordancia sobre la Formación Puncoviscana y tiene un espesor de 1.300 metros, constituido en su totalidad por conglomerados (Russo, 1948). En el tercio inferior los conglomerados son de coloración gris verdosa y granulometría gruesa, con clastos de esquistos del basamento, abundante cuarzo y escasos rodados de granito. En la porción media se intercalan conglomerados finos, de coloración rojiza, los que se hacen predominantes en el tercio superior hasta el contacto con el Subgrupo Balbuena.

Al sur de Humanao también se observa el contacto discordante entre el Subgrupo Pirgua y la Formación Puncoviscana. Allí el subgrupo tiene un espesor aflorante de aproximadamente 100 metros, con características litológicas similares a las del cerro Negro (Russo, 1948).

Los afloramientos del valle de las Cuevas, al oeste de Cachi, atribuidos al Subgrupo Pirgua por Galliski (1981), están constituidos por conglomerados matriz sostén gruesos a medianos y areniscas, con tonalidades rojas o rojo castaño. Los clastos son de metamorfitas de muy bajo y bajo grados, venas de cuarzo, granitos del Complejo Eruptivo Oire y volcanitas ácidas. Estos depósitos se apoyan en discordancia sobre el basamento y poseen un espesor aproximado de 200 metros.

En el flanco oriental del cerro Tin Tin el subgrupo consiste de areniscas conglomerádicas y conglomerados, con clastos de metamorfitas, cuarcitas y cuarzo. En el tercio inferior se intercalan areniscas finas y pelitas. El conjunto tiene tonalidades parduscas y su espesor total es de 145 metros (Martinelli, 1979).

En el sinclinal de Brealito es posible distinguir las tres formaciones que integran el Subgrupo

Pirgua. En el flanco oriental, de base a techo, presenta las siguientes características (Boso *et al.*, 1984):

Formación La Yesera: Se compone principalmente de conglomerados finos de color rojo claro, en estratos medianos y gruesos. Predominan clastos de granito en una matriz de arenisca arcósica gruesa. Se intercalan areniscas finas a gruesas de color rojizo y, en la parte basal, lutitas verde amarillentas y gris parduscas. Esta unidad se apoya sobre granito biotítico porfirico, de grano muy grueso y color gris a rosado claro, perteneciente al Complejo Eruptivo Oire. Tiene un espesor total de 470 metros.

Cabe acotar que en el flanco occidental del sinclinal, en las cercanías de la falla de Cuchiyaco, la Formación La Yesera está compuesta por espesos depósitos de brechas y conglomerados gruesos, sin estratificación marcada, mal seleccionados, con rodados de granito de hasta 1 metro de diámetro. Estos depósitos se prolongan hacia el norte y forman la cima del cerro Incauca (Russo, 1948). El escaso transporte que denotan estas acumulaciones en las adyacencias de la falla de Cuchiyaco y su ausencia al oeste de ella, hacen suponer que durante el Cretácico la falla era de naturaleza directa y constituía el borde occidental de la fosa de Brealito. Su reactivación inversa es producto de los movimientos compresivos acaecidos a fines del Terciario.

Formación Las Curtiembres: Está formada por lutitas y lutitas arenosas de colores pardo rojizo, pardo grisáceo y verde. Se intercalan areniscas finas a medianas de color rojizo claro, arcósicas y con laminación entrecruzada. Algunos niveles de lutitas verdes son portadores de restos de vegetales y también de carbonatos de cobre (malaquita y azurita). Su espesor total es de 788 metros.

Formación Los Blanquitos: Consiste en areniscas arcósicas gruesas, pardo rojizas, con laminación horizontal y entrecruzada. Se intercalan areniscas finas, micáceas, y estratos delgados de conglomerado fino compuesto por clastos de granito rosado, pegmatita con turmalina y feldespatos, en una matriz arenosa gruesa. El conjunto tiene coloración rojiza y un espesor de 90 metros con su techo erosionado.

En las cercanías de Molinos, los conglomerados de la Formación La Yesera están constituidos por rodados de rocas metamórficas, granitos y cuarzo. Allí se apoyan sobre la Formación Puncoviscana y sobre el Complejo Eruptivo Oire.

En el valle de Pucará el Subgrupo Pirgua tiene un espesor aproximado de 4.500 metros. Se apoya

sobre metamorfitas pertenecientes a la Formación La Paya y es cubierto por sedimentitas terciarias del Grupo Payogastilla, en ambos casos en relaciones discordantes. En la parte norte del valle, la discordancia con el Terciario suprime el espesor total del Subgrupo Pirgua.

Un rasgo notable de los afloramientos de Pucará son las variaciones laterales de facies, las que se verifican fundamentalmente de oeste a este en sentido subparalelo al rumbo de los estratos. Hacia el oeste la faja de afloramientos que se adosa a la falla Jasimaná (Marret *et al.*, 1994), y que forma la línea de cumbres del cerro Colorado, está constituida predominantemente por conglomerados y areniscas gruesas, mientras que hacia el este en la porción central y oriental del valle dominan las facies de pelitas y areniscas (Ruiz, 1993). Es probable que la falla Jasimaná corresponda a una falla extensional del rift cretácico, reactivada posteriormente con los movimientos compresivos del Terciario.

En la región de Hualfin, el Subgrupo Pirgua constituye lomadas pequeñas ubicadas en la porción central del valle. Entre ellas se destaca el cerro El Morro, formado por brechas y conglomerados matriz sostén, de color castaño rojizo, con clastos angulosos de esquistos, cuarzo y pegmatitas. Se intercalan lentes de arenisca fina con estratificación entrecruzada (Villanueva, 1988).

El carácter asimétrico en la disposición de las facies del Subgrupo Pirgua, observado tanto en la fosa de Brealito como en la de Pucará, con las facies de brechas y conglomerados recostadas en sus bordes occidentales y las arenosas y pelíticas en los orientales, es un fuerte indicio de que ambas cuencas tenían también una configuración asimétrica (hemigraben), constituyendo las fallas Jasimaná y Cuchiaco sus bordes activos.

En todo el ámbito de la Hoja, el Subgrupo Pirgua carece de intercalaciones de volcanitas alcalinas, las que son muy abundantes hacia el sureste en la quebrada de Las Conchas (subcuenca de Alemania).

SUBGRUPO BALBUENA INDIFERENCIADO (21) Y SUBGRUPOS BALBUENA Y SANTA BÁRBARA INDIFERENCIADOS (22)

Las unidades que integran los Subgrupos Balbuena (Moreno, 1970) y Santa Bárbara (Vilela, 1951; *nom. transl.* Moreno, 1970) muestran espesores reducidos en la parte nordeste de la Hoja y no es posible separarlas a la escala del mapa, razón por

la que se cartografían como Subgrupos Balbuena indiferenciado o bien Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara indiferenciados.

SUBGRUPO BALBUENA

Aflora únicamente en el borde oriental de la Hoja, al este del río Calchaquí. Las formaciones que lo integran tienen características litológicas que indican depositación en cercanías de borde de cuenca, por lo que es muy difícil distinguirlas. Paleogeográficamente, estos depósitos se ubican en el borde occidental de la subcuenca de Alemania.

En el flanco oriental del cerro Tin Tin es posible reconocer las unidades que lo componen, las que ofrecen las siguientes características (Martinelli, 1979):

Formación Lecho (23)

Areniscas claras. Depósitos fluviales y eólicos

La Formación Lecho (Turner, 1959) está constituida fundamentalmente por areniscas calcáreas blanquecinas y verdosas, cuarzosas, granodecrecientes de base a techo, con rodados aislados de cuarcitas y filitas. Intercalan algunos niveles conglomerádicos y pelíticos. Su espesor es de 35 metros. El pase con el Subgrupo Pirgua es transicional y se manifiesta por un acentuado aumento de la granulometría y por el cambio de coloraciones verdosas y blanquecinas a rojizas.

Formación Yacoraite (24)

Calizas y areniscas rosadas. Depósitos lacustres y fluviales

La Formación Yacoraite (Turner, 1959) consiste de calizas arenosas y areniscas calcáreas de colores gris blanquecino y gris amarillento, en estratos finos y medianos. En el tercio inferior se distingue un paquete de 8 metros de espesor de lutitas verdes, micáceas, finamente estratificadas y con pliegues intraformacionales.

En distintos niveles de la secuencia se intercalan calizas estromatolíticas y conglomerados finos de cuarzo.

Hacia el techo, algunos niveles de calizas arenosas contienen restos de gasterópodos, mientras que en la porción basal se destacan un banco de toba blanca de 0,60 metros de espesor y estratos delgados de pelitas oscuras, algo bituminosas. El espesor total es de 57 metros.

Hacia el sur, en el cerro Negro, la Formación Yacoraite presenta características litológicas diferentes a las que se observan en el cerro Tin Tin. Allí está constituida en gran parte por conglomerados y areniscas, entre los cuales se intercalan calizas arenosas y conglomerádicas con restos de gasterópodos (Russo, 1948). Los conglomerados tienen colores blancos y rojizos, con rodados de 3 a 5 centímetros de cuarzo y esquistos, en una matriz conglomerádica fina cementada por material calcáreo. El espesor es bastante reducido y no supera los 30 metros.

SUBGRUPO SANTA BÁRBARA

Sus afloramientos se distribuyen de manera idéntica a los del Subgrupo Balbuena y, como éste, tiene particularidades litológicas que indican depositación en cercanías de borde de cuenca. A pesar del enarenamiento total del Subgrupo, sus características cromáticas aún permiten diferenciar las tres formaciones que lo integran.

En el cerro Negro el Subgrupo Santa Bárbara tiene espesores variables: 620 metros en la porción norte y 700 metros en la parte sur (Russo, 1948). También allí se compone de areniscas y conglomerados, con escasas intercalaciones pelíticas. Se destaca el tercio medio de la unidad constituido por conglomerados de colores gris y morado con tonos azulados, de un espesor aproximado a los 100 metros. Se intercalan allí, margas arenosas de tonalidades moradas, verdosas y azuladas.

En el cerro Tin Tin el Subgrupo Santa Bárbara tiene un espesor de 554 metros, con las siguientes características dadas por Martinelli (1979).

Formación Mealla (25)

Areniscas finas y medianas rojas. Depósitos fluviales

Consiste en una sucesión de areniscas de color rosado, bien estratificadas, con algunas intercalaciones de conglomerados y areniscas conglomerádicas de color gris blanquecino y pelitas de color pardusco. Tiene un espesor de 157 metros.

Formación Maíz Gordo (26)

Areniscas y conglomerados finos, rojos y blancos

Se compone fundamentalmente de conglomerados y areniscas conglomerádicas de colores castaño y pardo. Se intercalan limolitas y areniscas de

colores grises y verdosos. Su relación con las entidades que la limitan es concordante. Se inicia con conglomerado fino blanco grisáceo, polimíctico, moderadamente cementado con carbonatos. El pase superior se distingue cromáticamente al iniciarse los clásicos colores rojo ladrillo de la Formación Lumbrera en contacto con areniscas verde amarillentas. El espesor total de la unidad es de 320 metros.

Formación Lumbrera (27)

Areniscas y pelitas rojas. Depósitos fluviales

Está formada de arcilitas, fangolitas, areniscas y conglomerados de color rojo ladrillo. Tiene un espesor de 77 metros. Su pase superior a la Formación Quebrada de Los Colorados se define con la presencia de areniscas rojas con entrecruzamientos, que caracterizan a la unidad mencionada.

Un aspecto notorio es la ausencia total de acumulaciones de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara en las subcuencas de Brealito y Pucará. Lo más probable es que estas unidades no se hayan depositado, por cuanto no se encuentran evidencias de ellas entre los clastos que componen los depósitos psefíticos del Grupo Payogastilla, depósitos que denotan una fuerte influencia de las áreas de aporte locales. Una posible explicación es que la subsidencia térmica que creó el espacio para la acumulación de ambos Subgrupos se verificó únicamente hacia el este, en el ámbito de la subcuenca de Alemania la que estuvo sometida a una intensa actividad volcánica durante la etapa sinrift.

2.3. CENOZOICO

2.3.1. PUNA

2.3.1.1. Rocas sedimentarias

El Cenozoico de la región está representado principalmente por rocas volcánicas (coladas, flujos piroclásticos, mantos de cenizas), rocas sedimentarias (capas rojas con o sin evaporitas) y una participación menor de intrusivos. Las rocas volcánicas son las de mayor distribución y están relacionadas en gran medida con estratovolcanes (Ratones, Hombre Muerto, Mojones) o bien con la caldera del Galán cuyas emisiones ignimbríticas superan el ámbito de la Puna y alcanzan hasta los Valles Calchaquíes a casi 100 km del centro de emisión. Los intrusivos son de tamaño reducido y afloran en

el bloque tectónico que limita a los salares de Diablillos y Ratones.

En este capítulo se analizan las rocas sedimentarias (clásticas, piroclásticas y evaporíticas) posteriores al diastrofismo intra-Eoceno.

Un comentario acerca del Grupo Pastos Grandes es necesario antes de describir las unidades diferenciadas en el mapa. El Grupo Pastos Grandes fue definido originalmente por Turner (1961, 1964) para hacer referencia a las sedimentitas terciarias que afloran en el interior de la cuenca de Pastos Grandes, entre los filos de Copalayo y Oire. Turner (1961, 1964), las asignó cronológicamente al Mio-Plioceno y las dividió estratigráficamente en tres formaciones que de base a techo son: Geste, Pozuelos y Sijes. En 1982, se descubrieron fósiles de mamíferos en la Formación Geste que indican una edad eocena para la misma (Alonso *et al.*, 1982). Posteriormente, se realizaron dataciones en las Formaciones Pozuelos y Sijes que dieron una edad miocena superior (Alonso *et al.*, 1984b, 1991). Queda manifiesto entonces que entre la Formación Geste (Eoceno) y las Formaciones Pozuelos y Sijes (Mioceno) media un enorme lapso no registrado estratigráficamente, acompañado de una discordancia no visible sepultada por el salar de Pastos Grandes. Los estudios posteriores han determinado que la Formación Geste representa condiciones previas al levantamiento de la Puna, con un clima más húmedo y cálido, con grandes ríos de riberas estables, exorreicos, y una gran diversidad faunística. Por su parte, las Formaciones Pozuelos y Sijes se depositaron durante el Neógeno, con un arco volcánico activo, ríos que drenaban hacia cuencas interiores y clima árido (Alonso, 1992).

La denominación Grupo Pastos Grandes fue extendida en su uso a todos los afloramientos del Terciario de la Puna por distintos autores (Turner, 1972; Amengual *et al.*, 1979; Turner y Méndez, 1979; Alonso *et al.*, 1984a; Jordan, 1984; Salfity *et al.*, 1984b; Jordan y Alonso, 1987). De acuerdo con lo expuesto, el Grupo Pastos Grandes ya no existe como tal debido a las discordancias internas, contraste litológico, evolución de las cuencas en distinto marco geológico y edades diferentes en techo y base. Es por ello que se suprime el Grupo Pastos Grandes de la nomenclatura estratigráfica de la región. Esta supresión genera una serie de problemas en la nomenclatura formal de las unidades distinguidas, las que deben revisarse a la luz de la nueva información, objetivo fuera de los alcances de este trabajo. Por esta razón, las secuencias que afloran en la porción noroccidental de la Hoja se denominan informalmente hasta su revisión.

2.3.1.1.1. Paleógeno

Formación Geste (29)

Conglomerados y areniscas rojas fluviales y de abanico aluvial

Una faja de rocas que fuera definida originalmente por Turner (1961, 1964) en la cuenca de Pastos Grandes como Formación Geste, resultó de probada edad paleógena, con vertebrados fósiles continentales (Alonso *et al.*, 1982). En Pastos Grandes ha resultado de sumo interés el hallazgo de marsupiales de las familias Didelphidae y Prepidolopidae, de las cuales se identificaron las especies *Reigia punae* y *Prepidolops alonsoi* (Pascual, 1983). También se encuentran presentes notoungulados entre ellos los dientes superiores de Archaeohyracidae (*Notoungulata: Hegetotheria*) (M. Reguero, com. personal, 13-8-96).

Pocos kilómetros hacia el sur del extremo austral de la Hoja, en las inmediaciones del cementerio de la localidad de Antofagasta de la Sierra, afloran unas facies fluviales compuestas por areniscas arcósicas, fangolitas y conglomerados gruesos de canales. Estas litofacies, tanto por su contenido paleontológico como por su composición sedimentaria corresponden a la Formación Geste. Se infiere que se apoya en discordancia angular sobre las rocas marinas ordovícicas de la Formación Falda Ciénaga, aunque el contacto está cubierto. En estas sedimentitas se ha identificado una asociación faunística de edad eocena media (Mustersense) integrada por: Reptilia: Chelonia indet.; Crocodilia: Sebecosuchia; Mammalia: Marsupialia: Prepidolopidae (*Prepidolops cf. alonsoi*); Edentata: Cingulata, Dasypodidae, Stegotherinae; Condylarthra: Didolodontidae indet; Notoungulata: Oldfieldthomasiidae, *Suniodon catamarcensis*; Interatheriidae, Notopithecinae, *Punapithecus minor*; Archaeohyracidae; Notohippidae; Isotemnidae. Pyrotheria: Pyrotheriidae (cf. *Propyrotherium* sp. de la edad Mustersense de Patagonia) (Alonso y Fielding, 1986; Alonso *et al.*, 1988; López y Bond, 1993, 1995, Bond y López, 1995, López, 1995).

Los restos de vertebrados están desarticulados. El depósito de las capas clásticas correspondería a cauces fluviales de ríos anastomosados que se desplazaban de oeste a este, en una amplia planicie aluvial, continental, de bajo relieve, en un clima cálido y húmedo que permitía el desarrollo faunístico de mamíferos diversos, junto con tortugas y cocodrilos.

En la Hoja Cachi se identificaron litofacies pertenecientes a la Formación Geste en una faja comprendida entre el cordón del Gallego y el salar de Tolillar, aunque no se han hallado aún fósiles en esos afloramientos. Las rocas están compuestas mayormente por sedimentitas areno-conglomerádicas de color pardo rojizo, con intercalaciones de areniscas cuarzosas gris amarillentas que descansan en discordancia angular sobre sedimentitas marinas ordovícicas. En la base se presenta un conglomerado con clastos de basamento ordovícico, similar al que ocurre en el perfil tipo de la cuenca de Pastos Grandes. Un buen perfil para reconocer esta facies es el que está a lo largo de la quebrada de Tolillar que desciende al salar homónimo por el este con un espesor de rocas aflorantes de 500 m (Gutiérrez, 1981). También se observan sedimentitas rojas por debajo de las volcanitas cenozoicas que afloran entre Paycuqui y Los Nacimientos, las que pertenecerían a la misma secuencia que aflora en las inmediaciones de Antofagasta de la Sierra.

2.3.1.1.2. Paleógeno-Neógeno

Sedimentita Vizcachera (30)

Conglomerados, areniscas y pelitas, principalmente rojas con intercalaciones de yeso y halita. Depósitos fluviales, eólicos y de lagos salinos

Entre los salares de Tolillar y Antofalla aflora una espesa secuencia clástica con intercalaciones evaporíticas. Donato y Vergani (1985a) llevaron a cabo un perfil regional y una descripción estratigráfica de estas secuencias, en las que diferenciaron las Formaciones Geste y Pozuelos, cubiertas discordantemente por la Formación Batín. Posteriormente, Vandervoort (1993) y Vandervoort *et al.* (1995) dataron las tobas intercaladas en la Formación Batín, las que dieron edades equivalentes al miembro salino de la Formación Pozuelos en su perfil tipo, por lo que las secuencias dispuestas por debajo de la Formación Batín serían más viejas que la Formación Pozuelos. Donato y Vergani (1985a) describieron relaciones concordantes entre las pefitas que atribuyen a la Formación Geste y las areniscas y pelitas con evaporitas que incluyeron en la Formación Pozuelos, relación que indica que los conglomerados no pertenecerían a la Formación Geste por las razones comentadas al discutir el Grupo Pastos Grandes.

Para una ordenación estratigráfica de estas secuencias se necesitan trabajos específicos que se están llevando a cabo (Alonso, en preparación) y

hasta tanto se finalice esta revisión se propone una nomenclatura informal. Es por ello, y para los fines de este trabajo, que estas secuencias se denominan Sedimentita Vizcachera debido a que afloran en las inmediaciones del cerro homónimo.

Las sedimentitas extendidas entre los salares de Tolillar y Pozuelos tienen un espesor de por lo menos 3.500 m y están integradas por conglomerados rojos en su parte inferior y por areniscas rojas con niveles de pelitas y evaporitas (yeso) en la porción superior, donde también se intercala un nivel de eolianitas. La Sedimentita Vizcachera estaría comprendida en el lapso oligoceno inferior-mioceno medio, es decir posterior a la Formación Geste y anterior a la Formación Batín. La parte superior de la secuencia contendría el límite Oligoceno-Mioceno; una datación en el techo del paquete de areniscas y pelitas rojas con abundante yeso epigenético dio $10,8 \pm 2,0$ Ma (Alonso *et al.*, 1991) y otra en el tramo medio de los niveles rojos con eolianitas arrojó $23,8 \pm 0,4$ Ma (Vandervoort, 1993).

2.3.1.1.3. Neógeno

El Neógeno está representado por sedimentitas clásticas, piroclásticas y evaporíticas. Las rocas mejor controladas desde un punto de vista cronológico son aquéllas que afloran en el interior del salar del Hombre Muerto. Conforman allí tres relieves conocidos como península de Tincalayu, isla de Farallón Catal y península del Hombre Muerto. También al Neógeno corresponde la Formación Batín.

Formación Catal (31)

Conglomerados y areniscas con intercalaciones ignimbríticas y volcaniclásticas. Depósitos fluviales

Fue definida por Alonso y Gutiérrez (1986) para designar los conglomerados y piroclastitas que constituyen la parte superior de la secuencia que aflora en Farallón Catal. Allí se ha identificado una potente secuencia de casi 5.000 m de espesor compuesta por capas rojas que culminan en piroclastitas y conglomerados. En la base de esta secuencia se ha datado una ceniza volcánica en $15,0 \pm 2,4$ Ma y en el techo otra ceniza en $7,2 \pm 1,4$ Ma (Alonso *et al.*, 1991). De acuerdo con ello se aprecia que esta secuencia sedimentaria es más antigua que las Formaciones Pozuelos y Sijes en el perfil tipo de Pastos Grandes. Los únicos fósiles descubiertos corresponden a icnitas de aves (Charadriiformes: *Reyesichnus punensis*), en capas rojas cerca de la base de la secuencia (Alonso *et al.*, 1980).

En la península de Hombre Muerto se halla una parte de la secuencia que aflora en la isla de Farallón Catal, principalmente los niveles superiores.

También al Neógeno pertenecen los afloramientos clásticos y piroclásticos que se ubican sobre la falda oriental de la sierra de los Ratones. El contacto de base es por falla con rocas del Ordovícico. Hacia el techo la sección se cubre por los depósitos de pie de monte que descienden hacia el salar Ratones. En la quebrada de Puesto Fabian se ha reconocido una secuencia verde, que corresponde a una toba soldada, conglomerádica, con rodados de dacitas con una edad de $16,7 \pm 0,1$ Ma, a la cual se superponen conglomerados que tienen intercaladas cenizas y un manto de ignimbritas. Una datación en esta última sección a lo largo de la quebrada de Fabian donde se encuentran las mejores exposiciones dio $13,21 \pm 0,09$ Ma (Marrett *et al.*, 1994), lo que indicaría Mioceno medio. Estas unidades serían correlacionables con parte de la secuencia que aflora en la isla de Farallón Catal, en la cual una ignimbrita en la sección media arrojó una edad de 13 Ma (B. Watson en Alonso y Gutiérrez, 1986, p.43).

A la Formación Catal también se asignan, con reservas, las areniscas grises con niveles silicificados y argilizados que se encuentran entre la laguna Caro y el salar del Hombre Muerto. Estas areniscas se apoyan sobre la Formación Falda Ciénega y su espesor es de aproximadamente 150 metros.

Formación Batín (32)

Conglomerados y areniscas continentales con intercalaciones de toba. Depósitos fluviales

Fue definida por Donato y Vergani (1985a, 1985b) y sus afloramientos en la Hoja que ocupan dos estrechas fajas en la porción noroccidental, constituyen las expresiones más australes de la unidad.

Está formada por conglomerados polimícticos, gruesos, grises y rosados, que hacia el techo pasan a areniscas con intercalaciones de tobas. El espesor es del orden del centenar de metros en el ámbito de la Hoja, aunque hacia el norte se mencionan potencias de hasta 600 m (Donato y Vergani, 1985a, 1985b).

Donato y Vergani (1985a) le asignaron una edad pliocena. Sin embargo, dataciones radimétricas realizadas por Vandervoort (1993) y Vandervoort *et al.* (1995) arrojaron edades de $8,0 \pm 0,5$ y $7,3 \pm 0,7$ Ma o sea Mioceno superior, equivalente temporal al miembro salino de la Formación Pozuelos en su perfil tipo.

Las relaciones de base y techo son discordantes; está apoyada sobre los sedimentos rojos con intercalaciones evaporíticas y cubierta por sedimentos cuaternarios.

Formación Sijes (33)

Areniscas y pelitas gris verdosas con intercalaciones volcánicas y evaporíticas, principalmente boratos de interés económico

Fue definida por Turner (1961, 1964) como la unidad superior del Grupo Pastos Grandes.

En la mina Tincalayu, ubicada al sur de la península del mismo nombre, está constituida por una secuencia compuesta por sal de roca sin base conocida, con un espesor superior a 150 m, sobre la que se apoya un cuerpo de tincal de 30 m de espesor, al que se superponen capas rojas limoarcillosas. Todo el conjunto está cubierto por coladas basálticas cuaternarias de la Formación Incahuasi (Aceñolaza *et al.*, 1976c). Una datación en una toba de la base del cuerpo de tincal dio un valor de $5,86 \pm 0,14$ Ma lo que indica una edad miocena superior para la secuencia sedimentaria clástico-evaporítica de Tincalayu (Alonso, 1986; Alonso *et al.*, 1984b, 1991). El tincal se presenta en capas macizas, vítreas, con cuerpos de kernita y otras quince especies minerales de boro acompañantes.

2.3.1.1.4. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios están representados por materiales sedimentarios clásticos y evaporíticos así como rocas volcánicas de tipo basáltico. Una datación en los basaltos que cubren las rocas neógenas boratíferas de mina Tincalayu dio $0,754 \pm 0,03$ Ma (Alonso *et al.*, 1984b).

Los basaltos de la Formación Incahuasi cubren en el flanco oriental de la isla de Catal (península de Los Negros) a unas sedimentitas rojas salinas, yesíferas, fuertemente deformadas, cuya base estratigráfica son las ignimbritas del Galán datadas en $2,03 \pm 0,07$ Ma (Sparks *et al.*, 1985). Dicha sección sedimentaria, de unos 30 m de espesor, está claramente acotada en el Pleistoceno. Por debajo de la ignimbrita continúa una sección de sal de roca, muy mezclada con arena y cenizas volcánicas, que en algunas perforaciones llegó a 90 m de espesor (Alonso *et al.*, 1984b; Alonso, 1986). Estas sedimentitas no tienen representación cartográfica porque están cubiertas por los basaltos.

Se han identificado algunos depósitos aislados de carbonatos hidatogénicos correspondientes a fuentes termales extinguidas que han formado capas de travertinos próximas a las bocas de emisión. A lo largo del río Diablillos, en la vega de Hombre Muerto y en el río los Patos se observan campos de travertinos. Por razones de escala no se indican en el mapa.

Depósitos terrazados (45)

Conglomerados con intercalaciones de areniscas, pelitas y tobas

Los depósitos terrazados de mejor definición se sitúan en la parte occidental. Están constituidos por sedimentos gruesos (gravas y arenas) con intercalaciones delgadas de limos y arcillas, y ocasionales niveles de cenizas volcánicas. Estos niveles serían pleistocenos. Se distinguen de los depósitos aluviales y coluviales por su mayor grado de erosión y por su posición topográfica más elevada.

Depósitos aluviales y coluviales (47)

Gravas, arenas y arcillas. Barreales

Los depósitos de pie de monte están muy distribuidos a partir de algunos de los relieves mayores y tienen una buena representación en el flanco occidental del salar Ratones y al norte y sur del salar Diablillos. Los cursos fluviales que desembocan en las depresiones dan lugar a abanicos aluviales muy bien definidos. Algunos ejemplos notables se presentan en el borde occidental del salar de Antofalla. Están compuestos por gravas, arenas y arcillas (barreales). Muestran una variación granulométrica bien definida entre las zonas proximales y distales donde generalmente están en contacto con las evaporitas de los salares. También contienen intercalaciones delgadas de tobas.

Depósitos evaporíticos. Salares (48)

Cloruros, boratos, sulfatos y carbonatos

Las depresiones cerradas pequeñas están ocupadas por lagunas (ej. Caro, Diamante, Verde, Ciénaga Redonda, y otras), salitrales (Gallego, Tolar Chico) o barreales, mientras que las grandes cuencas lo están por extensos salares. Entre éstos se destacan Hombre Muerto, Antofalla, Ratones, Diablillos y Tolillar.

Hombre Muerto

La depresión de Hombre Muerto es muy irregular, con un eje mayor y menor de proporciones similares, y presencia de relieves internos de penínsulas e islas (Igarzábal y Poppi, 1980; Alonso, 1986). Un curso de agua de carácter permanente ingresa al salar por el sureste y forma la laguna de Catal. El área de la cuenca es de 4.000 km² de los cuales aproximadamente 600 corresponden al ambiente evaporítico. De acuerdo con esto, un 85% del área está sometida a erosión y un 15% a acumulación. La cuenca recibe aportes sedimentarios variados de acuerdo con las distintas litologías aflorantes en el área. Se distingue una zona clástica en los bordes que pasa a playas de arcilla y evaporitas hacia el centro. Los estudios en el ambiente evaporítico han permitido reconocer una zonación de este a oeste compuesta por materiales clásticos y carbonáticos que gradan a yesos, boratos y por último cloruros. Los boratos son importantes, representados por ulexita que da lugar a concentraciones económicas que se han explotado en la parte norte y nordeste del salar (Alonso, 1986). Hacia el oeste, un cuerpo de halita está muy desarrollado lateral y verticalmente con salmueras ricas en litio. Allí se está llevando a cabo el proyecto de explotación de mina Fénix para la producción de carbonato y cloruro de litio.

Antofalla

Se ubica en el sector oeste de la Hoja. Se trata de una franja larga y angosta que drena de norte a sur. El área de la cuenca es de 5.431 km², de los cuales 739 km² corresponden a la superficie evaporítica. El marco geológico está dado por rocas terciarias y basaltos cuaternarios al este, rocas cristalinas precámbricas al noroeste y coladas de estratovolcanes al oeste, fuera del ámbito de esta Hoja. Tiene depósitos de sulfatos y cloruros con algunos carbonatos de origen hidrotermal que aparecen en algunos sectores de las playas. Los cloruros se concentran selectivamente hacia el sur.

Ratones

La cuenca endorreica tiene una extensión de 616 km², de los cuales 47 km² pertenecen a la superficie evaporítica del salar. Forma parte de la cuenca de Centenario de la que es su prolongación austral y está dividida de aquella por la

coalescencia de conos aluviales. Un extenso pie de monte, con zonación clástica granulométrica desciende al salar por el lado occidental. El cierre sur está dado por las coladas andesíticas del volcán Ratonés. Una falla regional levanta el bloque de rocas precámbricas al oeste y es a lo largo de esa falla donde se han canalizado soluciones hidrotermales que han aflorado a la superficie como manantiales de aguas calientes mineralizadas. A partir de ellos se han depositado travertinos y boratos (Alonso, 1986). El salar presenta así una zonación con travertinos, yesos y boratos en el norte y este que gradan hacia facies de cloruros en el sur (Garkus, 1992). Los boratos, representados por ulexita, se han explotado en algunos de los depósitos que rodean a un pequeño monte isla en la margen centro-oriental. La sal se ha explotado desde los tiempos prehispánicos hasta la actualidad por salineros que vienen desde los Valles Calchaquíes. Las cuevas de Inca Viejo, en una ladera porfídica a la vera del salar, guarda evidencias arqueológicas de dicha actividad.

Diablillos

Se ubica al este del cerro Ratonés, a una altura de 3.900 m sobre el nivel del mar. Está emplazado en rocas cristalinas. Extensos planos aluviales descienden por el norte y por el sur. La cuenca endorreica tiene una extensión de 416 km² de los cuales 33 km² corresponden al ambiente evaporítico del salar. Tiene una delgada costra eflorescente salina que cubre en casi toda su superficie un manto de borato ulexita (Alonso, 1986). Hacia los bordes se pasa a facies clásticas. Los travertinos procedentes de antiguas fuentes termales están distribuidos en forma saltuaria y muy bien representados a lo largo del río Diablillos que entra al salar por el sureste. Numerosas explotaciones de ulexita se han llevado a cabo desde principios de siglo. En el sector sureste del salar se realizó una perforación que alcanzó el basamento metamórfico a los 75 m de profundidad. El desarrollo del perfil muestra una capa superficial de ulexita de 1 m de espesor, luego 10 cm de caliches carbonáticos, continuando una sucesión de pelitas y areniscas verdosas, grisáceas y amarillentas hasta los 30 m, para finalizar con arenas arcósicas, micáceas y un conglomerado grueso basal. La litología del perfil representa las condiciones de relleno de la cubeta como una secuencia granodecreciente que culmi-

na en el depósito evaporítico superficial.

Tolillar

Se ubica al oeste del cordón del Gallego y está rodeado por rocas terciarias y ordovícicas. La cuenca endorreica tiene una extensión de 1.305 km², de los cuales 42 km² pertenecen a la superficie evaporítica del salar. La evapofacies dominante es la yesífera que cubre gran parte del salar. Los cloruros y carbonatos están restringidos. Forma parte de los salares sulfatíferos, no boratíferos, del oeste de la Puna.

2.3.1.2. Rocas volcánicas y subvolcánicas

Características generales

El volcanismo cenozoico de la Puna forma parte del arco magmático de los Andes Centrales generado como consecuencia de la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Sudamericana. Entre los 16° y 28° de latitud sur la subducción se produce con una inclinación del plano de Benioff de 25° a 30° (Baranzangui e Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983) a una velocidad aproximada de 10 cm por año (Minster *et al.*, 1974).

El magmatismo se desarrolló a partir del Mesozoico - Cenozoico inferior en Chile y parte de Bolivia, mientras que en la Puna argentina tuvo su máxima actividad durante el Mioceno superior-Plioceno como consecuencia de la migración del arco volcánico hacia el este.

El área de la Puna comprendida por la Hoja Cachi está cubierta en grandes extensiones por derrames de lavas y depósitos piroclásticos emitidos desde numerosos centros volcánicos. Las ignimbritas constituyen el tipo de depósito volumétricamente más importante de la estratigrafía volcánica, las que en su mayor parte están asociadas a la caldera del cerro Galán.

Otros tipos de centros de emisión presentes en la región son los estratovolcanes formados por lavas dacíticas y andesíticas, domos y cuerpos subvolcánicos de pórfidos dacíticos, y volcanes monogénicos y derrames fisurales integrados por lavas basálticas.

En el área de estudio, el volcanismo cenozoico comenzó a manifestarse a partir del Mioceno medio (11-15 Ma) con lavas andesíticas y dacíticas que integran la Formación Tebenquicho (González, 1983), secuencias piroclásticas intercaladas en depósitos se-

dimentarios de la Formación Catal y cuerpos sub-volcánicos que integran la Formación Inca Viejo (González, 1984). También durante este período ocurrió una importante emisión de ignimbritas, extendidas en el sector sudeste de la Hoja denominada Ignimbrita Pucarilla.

El volcanismo correspondiente a este ciclo se produjo antes de la fase de mayor deformación y engrosamiento cortical en la Puna a partir de magmas que evolucionaron en niveles intermedios de la corteza.

El espesamiento de la corteza y la elevación de la Puna se inició durante el Mioceno inferior (Isacks, 1988; Coira *et al.*, 1993) por procesos combinados de acortamiento, levantamiento térmico, adelgazamiento litosférico y adición magmática (Allmendinger, 1986; Isacks, 1988), hasta alcanzar el espesor actual estimado en 65 a 70 km (Baranzangui e Isacks, 1976; Chinn e Isacks, 1983; Wigger, 1988).

Entre los 4,8 y 7 Ma se originó otro pico efusivo con la emisión de lavas andesíticas del volcán Ratones (Andesita Ratones) y las emisiones piroclásticas que integran la Ignimbrita Toconquis, cuyo centro de emisión corresponde al área donde posteriormente se implantó la caldera del Galán.

Uno de los eventos más espectaculares del volcanismo cenozoico de los Andes sucedió a los 2 Ma con la emisión de la ignimbrita Galán y la consiguiente formación de la caldera. La actividad volcánica del último millón de años estuvo dominada por los derrames de lavas basálticas a partir de centros monogénicos y derrames fisurales.

2.3.1.2.1. Fases magmáticas

En función de los rangos de edades registrados por las dataciones disponibles en el área de estudio, las unidades reconocidas se separan en este trabajo

en cuatro fases magmáticas principales (cuadro 1).

Primera Fase Mágmatca (Mioceno medio, 11 a 15 Ma)

Formación Catal (31)

A lo largo del faldeo oriental de la sierra de los Ratones o sierra de Becqueville afloran niveles piroclásticos dacíticos que por sus características litoestratigráficas y su ubicación temporal son incorporados en el presente trabajo dentro de la Formación Catal (Alonso y Gutiérrez, 1986). Aquí se enfatiza sobre las intercalaciones magmáticas de la Formación Catal dado que los aspectos estratigráficos generales de la misma se mencionan en la descripción de las unidades sedimentarias neógenas.

Es un conjunto de depósitos piroclásticos primarios y retrabajados de $16,7 \pm 0,1$ Ma (Vandervoort y Zeitler, 1990; en Marrett *et al.*, 1994) que afloran en la quebrada Fabián. En la base, las ignimbritas conforman bancos masivos con abundantes pómez de variados tamaños, algunas muy grandes y redondeadas y más soldadas que la roca de caja. Las pómez tienen alteraciones gris verdosas que le confieren ese color al conjunto.

La parte basal de esta unidad, se distingue por tener fragmentos líticos accesorios del basamento ordovícico y fragmentos lávicos dacíticos. En los niveles estratigráficamente superiores se intercalan depósitos piroclásticos retrabajados y primarios. En algunos casos se observó un pasaje gradual de depósitos primarios a secundarios que sugieren un origen a partir de efectos combinados.

Por debajo de otro conjunto de depósitos ignimbriticos aflora un potente depósito de fanglomerado con algunas intercalaciones de niveles finos con la-

Fase Mágmatca	Unidad	Edad	Litología
Cuarta	Formación Incahuasi	1,1-0,1 Ma	Basaltos
Tercera	Complejo Volcánico Galán	2,0-2.4 Ma	Ignimbritas y lavas
Segunda	Ignimbritas Toconquis	4,8 Ma	Ignimbritas
	Andesita Ratones	7,0 Ma	Andesitas
Primera	Formación Tebenquicho	11,0-14,0 Ma	Dacitas y andesitas
	Ignimbrita Pucarilla	12,1-14,2 Ma	Ignimbritas
	Formación Inca Viejo	15,0 Ma	Pórfidos
	Formación Catal	13,2-16,7 Ma	Sedimentitas y volcánitas

Cuadro 1. Fases magmáticas principales.

minación. Las partes gruesas presentan una gran cantidad de bloques de dacitas e ignimbritas interpretado como un depósito de flujo de detritos derivado de un lahar. Sobreyacen paquetes potentes de ignimbritas separadas en tres unidades que en conjunto alcanzan los 200 metros de espesor.

En discordancia sobre los estratos volcánicoclásticos se apoyan estratos continentales clásticos en la parte sur de la sierra de Bequeville, datados en $13,21 \pm 0,26$ Ma sobre la base de una ignimbrita intercalada en conglomerados (Marret *et al.*, 1994).

Formación Inca Viejo (34)

Pórfiros riolíticos-dacíticos

Integran esta unidad, definida por González (1984) una serie de pórfidos dacíticos alineados denominados: Vicuña Muerta, Inca Viejo, Cerro Blanco de Diablillos y Cerro Bayo. Estos cuerpos subvolcánicos, intruyen al basamento metamórfico e ígneo del faldeo occidental de las cumbres de Luracatao a lo largo de fracturas de rumbo norte-sur.

Son rocas dacíticas de color gris de textura porfírica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita. En los sectores donde las rocas tienen alteración hidrotermal, la coloración es más clara debido a la presencia de minerales de reemplazo como sericita, arcillas, epidoto y alunita. En el faldeo occidental y norte del cerro Bayo, González (1985a) citó la presencia de diques de brechas de 0,6m de ancho. La alteración silíceo y sericítico dispersa en áreas extensas junto a asociaciones de jarosita-alunita y a manifestaciones de oro y plata, hacen que estos pórfidos constituyan un área de interés minero.

La edad de $15 \pm 0,2$ Ma del pórfido de Inca Viejo fue determinada por el método K/Ar por C. Rundle (en González, 1984).

Formación Tebenquicho (35)

Dacitas y andesitas

Las lavas y aparatos antiguos constituidos por dacitas y andesitas que integran la Formación Tebenquicho (González, 1983), equivalente a la Formación Beltrán (Aceñolaza *et al.*, 1976c), presentan una amplia distribución areal en el sector sudoeste.

El más grande de estos centros es el cerro Mojones o Beltrán, formado por lavas dacítico-andesíticas y reutilizado por el volcanismo basáltico perteneciente al último ciclo.

La edad de 14 ± 5 a 11 ± 1 Ma en base a dataciones radimétricas de K/Ar (González, 1983), realizadas sobre muestras del cerro Tebenquicho ubicado fuera del área de estudio, fue atribuida por extensión a todos los depósitos incluidos en la Formación Tebenquicho. La ausencia de nuevas dataciones impidió corroborar esta presunción, no obstante se conservará la ubicación temporal asignada por el autor.

Los cerros Mojones o Beltrán, Hombre Muerto, Colorado, Mirihuaca y Bola están constituidos por aparatos volcánicos, compuestos por lavas dacíticas y andesíticas de colores castaño oscuros, rojizos y violáceos forman parte de esta unidad.

González (1983) mencionó la existencia de andesitas anfibólicas y piroxénicas, brechas volcánicas y niveles tobáceos en algunos aparatos volcánicos que pertenecen a esta unidad.

En la parte media de la sierra de Ratones o Becqueville afloran lavas dacíticas con abundante biotita y plagioclasa en cristales bien conservados. Estas rocas fueron descritas por primera vez por Turner (1964) con el nombre de Formación Becqueville, nomenclatura mantenida por Blasco y Zappettini (1995). En este trabajo no se utiliza el nombre Formación Becqueville debido a la falta de información necesaria para correlacionar esta unidad con otras aflorantes en el área que le confieran un carácter regional. En general se presenta como una lava masiva con escasos rastros de fluidalidad cuyas relaciones laterales y verticales se desconocen. Estas lavas se incluyen con reservas en la Formación Tebenquicho debido a que pueden estar asociadas al evento volcánico al que pertenecen las ignimbritas intercaladas en la Formación Catal y al que también corresponderían los cuerpos subvolcánicos que se distinguen en la sierra de Ratones, mejor definidos fuera de los límites de la Hoja Cachi.

Complejo Volcánico Península de Hombre Muerto

La península de Hombre Muerto está integrada por un conjunto de depósitos piroclásticos y lávicos en su mayor parte de composición dacítica, incluidas en este trabajo en la Formación Tebenquicho.

En el interior de uno de los posibles centros de emisión de este complejo volcánico delimitado por una estructura circular, se aloja un domo dacítico. El crecimiento del domo arqueó los depósitos que integran las paredes del centro de emisión, con lo que se

infiere podría corresponder a un evento posterior a las emisiones piroclásticas y lávicas iniciales.

Las rocas dacíticas que componen el domo están formadas por fenocristales idiomorfos de plagioclasa, biotita y abundante cuarzo levemente rosado inmersos en una matriz vítrea apenas desvitrificada.

Hacia el oeste del domo se observa un campo de lavas dacíticas del cual se diferencian por la presencia de cristales menos desarrollados.

En la península de Hombre Muerto propiamente dicha, afloran brechas coignimbríticas integradas por bloques dacíticos de tamaños que oscilan desde escasos centímetros a bloques de 0,80 m, junto a pómez que van de 0,5 cm a 10 cm de diámetro.

En la parte externa de la península las brechas pasan lateralmente a flujos de bloques y cenizas donde los fragmentos lávicos son de menor tamaño que en la brecha. Las variaciones faciales laterales observadas en este depósito indican su procedencia a partir del centro ocupado por el domo.

En las facies distales los flujos están compuestos por una gran cantidad de pómez redondeadas, en algunos casos estiradas o colapsadas, de tamaños menores que en las partes proximales. Los fragmentos líticos accesorios y cognatos, compuestos en su mayoría por cuarcitas y dacitas, poseen formas angulosas a subredondeadas y con tamaños que no superan el centímetro de diámetro, inmersos en una matriz vítrea levemente argilitizada con abundantes fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita.

Contiguos al centro descrito, hacia el sudoeste, se suceden otros tres centros de emisión alineados. Las lavas emitidas por estos aparatos volcánicos presentan relaciones estratigráficas que indican una migración de la actividad hacia el oeste, acompañada de variaciones en la composición del material emitido hacia productos menos diferenciados que van desde piroclásticas dacíticas hasta lavas andesíticas.

Ignimbrita Pucarilla (41)

Ignimbritas dacíticas. Lahares

Bajo este nombre se incorporan las ignimbritas encontradas en el área de Pucarilla y Pucará cerca del límite sudoriental de la Hoja y se las correlaciona con ignimbritas vitrofíricas rojizas de 14,22 Ma, descritas por Sparks *et al.* (1985) al este y sur de la caldera del Galán, y en su interior al norte de la laguna Diamante.

En Pucarilla se disponen en mantos extensos y de poco espesor, típico de facies distales al centro

de emisión. La relación con sedimentitas terciarias infrayacentes es discordante. Estas rocas fueron datadas en 12,11 Ma (Ar/Ar) por Marrett *et al.* (1994). Se destaca la existencia de una capa basal de pocos centímetros de espesor que presenta estructura interna laminar con contenido de fragmentos gruesos.

La unidad basal de la ignimbrita está poco soldada, con escaso contenido de pómez blancas y de fragmentos líticos del basamento, mientras que la parte superior es una ignimbrita soldada caracterizada por un abundante contenido de fiammes.

En el área de Pucará fueron observadas acumulaciones de bloques con escasa matriz integradas en su totalidad por fragmentos de ignimbrita. En algunos frentes la ignimbrita pasa lateralmente a depósitos de bloques y cenizas, en algunos casos removilizados en forma de lahares.

Segunda Fase Magmática (4-7 Ma)

Andesita Ratones (42)

Andesitas

Constituye el cerro Ratones que se encuentra entre el salar de Ratones y el salar del Hombre Muerto. Esta unidad está integrada por andesitas cuya ubicación temporal es controvertida. Mientras que Linares y González (1990) obtuvieron una edad de 30 ± 3 Ma (K/Ar), Vandervoort (1993) la dató en 7 Ma (40Ar/39Ar). Si ambas edades fueran correctas, las lavas más viejas representarían eventos volcánicos cenozoicos más antiguos de la Puna.

Ignimbrita Toconquis

La Ignimbrita Toconquis está formada por varios miembros que reciben nombres diferentes en los flancos oeste y este de la caldera del Galán (cuadro 2). Estos miembros infrayacen a la ignimbrita dacítica del Complejo Volcánico Cerro Galán, la que debido a su extensa distribución areal y disposición en mantos continuos los sepulta casi totalmente, razón por la cual no se identifican en el mapa. De estas unidades, la lava Real Grande es la única distinguida en el mapa.

Las rocas que integran el conjunto de unidades de la Ignimbrita Toconquis son de composición dacítica (SiO_2 66-71%) ricas en potasio, con contenido moderado a alto de pómez y bajo en cristales. La mineralogía está dominada por una asociación de plagioclasa ($\text{An}_{71}\text{-An}_{36}$), biotita, cuarzo, magne-

tita e ilmenita con apatita y circón (Francis *et al.*, 1989) como minerales accesorios.

Cada una de las unidades ignimbríticas reconocidas representa una erupción mayor y están separadas entre sí por flujos basales o depósitos de caída que marcan el principio o el final de cada evento.

El Miembro Ignimbrita Blanca, descrito por Sparks *et al.* (1985) en una quebrada ubicada en el flanco oeste de la caldera Galán, es una ignimbrita no soldada con un abundante contenido de fragmentos lávicos andesíticos y dacíticos de 11 cm de diámetro y por la presencia de fragmentos pumíceos cuyo tamaño promedio es de 2,5 centímetros. La matriz tiene un 30 % de cristales de biotita, feldespato y cuarzo. A 15 km del centro Sparks *et al.* (1985) destacaron la existencia de una falla inversa de rumbo este-oeste que desplaza esta ignimbrita por encima de las gravas del río.

El Miembro Mirihuaca inferior está expuesto solamente en la quebrada Vega Real Grande. Presenta un depósito de 2 a 3 m de espesor en la base caracterizado por la presencia de pómez dispuestas en capas y con gradación inversa, el resto es una ignimbrita masiva de 50 m de espesor, separada de la anterior por una capa basal de 15 cm con estructuras de dunas y estratificación laminar.

El Miembro Mirihuaca medio sobreyace a un depósito pliniano de caída de 15 cm de espesor. Se trata de una ignimbrita no soldada de 15 a 30 m de espesor con abundante contenido de pomez de 9 cm y líticos de 4 cm de diámetro promedio.

El Miembro Mirihuaca superior fue observado en un radio de 22 km desde el borde de la caldera con espesores que varían entre 80 y 150 metros.

Está integrado por depósitos pumíceos de caída en la base sobre el que se apoyan ignimbritas potentes separadas por pocos centímetros de una capa basal enriquecida en cristales (Sparks *et al.*, 1985). Las ignimbritas presentan tres unidades diferenciadas por el aumento en el grado de soldadura hacia el techo y por un elevado contenido de líticos en la unidad intermedia, mientras que en las otras dos son escasos en relación a la proporción de pómez.

La Ignimbrita Cueva Negra y la Lava Real Grande son las unidades de mayor extensión y espesor del conjunto que integra la Ignimbrita Toconquis, con variaciones que van de 80 a 150 metros. El contenido de cristales varía entre el 10 y 22%, formado en su mayor parte por plagioclasa con zonación normal con núcleos de An₃₉ a bordes de An₇₀ e inversas de An₇₀ a An₃₅. Además hay hornblenda y ortopiroxeno cuya presencia las diferencia de las demás unidades piroclásticas.

Sparks *et al.* (1985) estimaron en 400 km³ a 500 km³ el volumen total de la Ignimbrita Toconquis y representa la actividad más antigua desarrollada a partir de un centro de emisión localizado en el área donde posteriormente se implantó la caldera del cerro Galán.

Lava Real Grande (43)

Dacitas

Forma parte de los miembros del flanco oeste de la unidad Ignimbrita Toconquis.

La Lava Real Grande representa la actividad final de este ciclo. Está integrada por dacitas ricas en fenocristales con proporciones que varían entre 20 % y 30% y alto contenido de hornblenda y ortopiroxeno (Sparks *et al.*, 1985).

	Miembros del flanco oeste (K/Ar)	Miembros del flanco este (K/Ar)
Ignimbrita Toconquis (6,39-4,22 Ma)	Lava Real Grande (4,86±0,19 Ma)	Ignimbrita Cueva Negra
	Ignimbrita Real Grande (4,94±0,33 Ma)	León Muerto superior. (4,22 ±0,25 Ma)
	Ignimbrita Mirihuaca superior (5,26±0,24 Ma)	León Muerto inferior
	Ignimbrita Mirihuaca medio	
	Ignimbrita Mirihuaca inferior (6,39 ± 0,57 Ma)	
	Ignimbrita Blanca	

Cuadro 2. Miembros integrantes de la Ignimbrita Toconquis (Sparks *et al.*, 1985).

La edad de estas rocas obtenida por el método K/Ar sobre biotita es de $4,86 \pm 0,19$.

Tercera Fase Magmática (2-2,4 Ma)

COMPLEJO VOLCÁNICO CERRO GALÁN (44)

El nombre de la unidad se debe a Francis *et al.* (1978). La caldera del cerro Galán es la única identificada dentro de la Hoja Cachi. Sus dimensiones de 35 km de largo por 20 km de ancho la ubican entre una de las más grandes del mundo y la segunda de las hasta el presente detectadas en los Andes Centrales después de la caldera Lapacana en Chile (Gardeweg y Ramírez, 1988).

Se desarrolló a lo largo de dos fracturas principales de rumbo norte-sur. Asociado a este centro se originó un voluminoso complejo volcánico que tuvo sus orígenes a partir de los 7 Ma con la emisión de la Ignimbrita Toconquis.

La estructuración de la caldera con la morfología actual se produjo a los 2 Ma con la erupción de 1000 km³ de material emitido en su mayor parte en forma de flujos piroclásticos que componen la Ignimbrita Cerro Galán.

En el cuadro 3 se resumen las unidades que integran el Complejo Cerro Galán y sus respectivas edades.

Ignimbrita del centro resurgente (44a)

En el interior de la caldera se erige una estructura dómica que alcanza una altura de 5.912 m sobre el nivel del mar. Está formada por rocas dacíticas similares en su composición mineralógica y química a la Ignimbrita Cerro Galán, de la que sólo se diferencia por presentar un mayor grado de soldadura.

Sparks *et al.* (1985) correlacionaron esta unidad con la Ignimbrita Cerro Galán y la interpretaron como

el centro resurgente producido como consecuencia de la formación de la caldera

Lavas y domos de post caldera (44b/c)

En el borde norte de la caldera se implantó un lavadomo dacítico que integra el Cerro Aguas Calientes datado en $2,10 \pm 0,28$ Ma. Esta emisión, las lavas y domos cartografiados por Sparks *et al.* (1985) y González (1992) en el borde oeste y el centro resurgente, representan la actividad volcánica de post caldera.

En los bordes de la caldera también afloran flujos de lavas y domos, muchos de los cuales están afectados por alteración hidrotermal. La mayor parte de estos afloramientos corresponden a etapas previas a la conformación de la caldera como las lavas de la Formación Tebenquicho y la Lava Real Grande, contemporánea con la emisión de la Ignimbrita Toconquis.

Ignimbrita dacítica (44d)

Esta ignimbrita se caracteriza por su alto contenido en cristales, con un porcentaje promedio que alcanza el 55%. Los cristales más abundantes son de plagioclasa junto a sanidina, cuarzo bipiramidal, biotita y óxidos de Fe y Ti. Es notable el empobrecimiento en pómez que en general no exceden los 2 cm de diámetro y muy pocos fragmentos lávicos, constituidos en su mayoría por dacitas y andesitas.

El espesor de esta unidad varía de 180 m cuando se encuentra rellenando valles a 10 ó 15 m en superficies abiertas.

Los depósitos se disponen en extensos mantos de ignimbritas distribuidos radialmente hasta distancias que alcanzan los 100 km desde el borde de la caldera. Los mantos continuos que presentan las mayores extensiones flanquean la caldera en su borde oeste-noroeste.

	K/Ar en biotita	Rb/Sr en plagioclasa
Domo Aguas Calientes	$2,10 \pm 0,28$	—
Ignimbrita Cerro Galán	$2,56 \pm 0,14$ (media de 5 datos)	$2,03 \pm 0,07$
Centro Resurgente	$3,79 \pm 0,37$ (media de 3 datos)	$2,39 \pm 0,15$

Cuadro 3. Edades del Complejo Volcánico Cerro Galán.

Cuarta Fase Magmática (1,1 - 0,1 Ma)

Formación Incahuasi (46)

Basaltos

Bajo el nombre de Formación Incahuasi (Aceñolaza *et al.*, 1976c) se engloban las coladas y conos de escorias basálticos y andesítico-basálticos que afloran en el sector sur y sudoeste de la Hoja.

Se trata en general de basaltos con fenocristales de olivina y clinopiroxenos y xenocristales de cuarzo y plagioclasa.

Esta unidad está bien representada en la sierra de Incahuasi y bordeando el salar del Hombre Muerto. La edad de estas rocas podría ser extrapolable de una datación de 0,754 Ma realizada en el borde oeste de la península de Tincalayu por Watson (en Alonso *et al.*, 1984b)

Este volcanismo tardío está relacionado con una etapa tectónica distensiva. Se observa en varios lugares la relación del fallamiento directo activo durante el Cuaternario a lo largo de zonas de fallas de rumbo N, NNO y NE, con extrusiones basálticas fisurales, aparatos monogénicos y conos de escorias.

Según Allmendinger (1986), el fallamiento normal y de rumbo al que está asociado este volcanismo se produjo en respuesta a modificaciones regionales de las direcciones de esfuerzo iniciadas hace 2 Ma durante la fase diástrófica Diaguita.

Cincioni (1987) separó el volcanismo cuaternario del sudoeste del salar del Hombre Muerto en tres eventos principales con picos efusivos de 1,1 Ma, 0,754 Ma y 0,1 Ma, separación conservada por Sanguinetti (1990) en el sector oriental del salar de Antofalla y Uber (1987) en el complejo volcánico El Jote, al sur de Antofagasta de la Sierra.

Por su parte, González (1992) denominó Basaltos Chascha a las coladas aisladas que tienen similitud morfológica con las lavas de 0,1 Ma (González, 1983) aflorantes en la vega Chascha ubicada al norte, fuera de los límites de la Hoja.

Coira *et al.* (1993) caracterizaron las lavas que se hallan al oeste y noroeste de la caldera del Galán como del tipo OIB. Las lavas OIB se diferencian de las calcoalcalinas ricas en potasio dispersas en la Puna y de las shoshoníticas concentradas a lo largo de la quebrada del Toro por presentar relaciones más bajas de La/Ta (<25), Ba/Ta (<300) y La/Yb (Coira *et al.*, 1993; Knox *et al.*, 1989; Kay y Kay, 1993).

Consideraciones genéticas

La discusión acerca del origen del magma ignimbrítico constituye uno de los problemas más controvertidos que presenta el volcanismo de la Puna.

Se postularon distintas hipótesis que intentan explicar su procedencia a partir de la cristalización fraccionada de un magma máfico (Thorpe y Francis, 1979), por contaminación y mezcla de un magma primario con materiales de distintos niveles de la corteza (Deruelle, 1982; Hormann *et al.*, 1973) o a partir de la fusión cortical a gran escala en base a las relaciones de Sr87/Sr86 (Hormann *et al.*, 1973; Coira y Barbieri, 1989).

Los magmas silíceos se forman en profundidades intermedias de la corteza antes de continuar su ascenso hasta detenerse como intrusivos cercanos a la superficie o alcanzar la misma por medio de erupciones de flujos piroclásticos.

Los procesos de zonación y diferenciación se producen en magmas que se alojan por un tiempo prolongado en cámaras magmáticas no muy profundas. Esto se observa en algunos centros que inician su actividad con volúmenes limitados de ignimbritas y terminan con derrames de lavas poco diferenciados como ocurre con el Complejo Volcánico Península de Hombre Muerto.

En el caso del desarrollo de grandes volúmenes de ignimbritas homogéneas que no muestran variaciones composicionales sustanciales entre los distintos eventos como las del Complejo Cerro Galán, Francis *et al.* (1989) propusieron un origen a partir de fusión en niveles profundos a intermedios de la corteza generada por el magma basáltico procedente del manto que actúa como fuente de calor.

Algunas evidencias geológicas y variaciones en el contenido de tierras raras hacia una débil diferenciación llevaron a interpretar que el magma del Complejo Volcánico Cerro Galán, en su migración hacia la superficie, se alojó en niveles superiores de la corteza antes de la erupción (Francis *et al.*, 1989).

Los basaltos de la última fase magmática provienen de magmas generados en el manto y que tuvieron un fraccionamiento relativamente escaso. Kay y Kay (1993) postularon que los basaltos OIB se originaron a partir de un proceso de delaminación consistente en la remoción de bloques litosféricos, y su ocupación por material astenosférico fundido en la base de la corteza.

2.3.2. CORDILLERA ORIENTAL

2.3.2.1. Paleógeno (?) - Neógeno

Antecedentes

Los primeros trabajos corresponden a Brackebusch (1883). Estudios detallados realizados por Russo (1948) en la zona de Angastaco, permitieron dividir a los depósitos del Terciario superior en tres series: 1) Rojiza, 2) Conglomerádica de Angastaco y 3) La Florida.

Mauri (1951) separó cuatro cuencas en la región de los Valles Calchaquíes denominadas del río Calchaquí, del río Angastaco, del río Santa María y del río Amblayo. En la primera de ellas planteó subdividir la Serie La Florida en dos series: una basal, que denominó Palo Pintado, constituida predominantemente por areniscas y una superior, San Felipe, formada por areniscas y niveles conglomerádicos.

Camacho de Alcalde (1977) propuso la nomenclatura aún vigente de Formaciones Angastaco, Palo Pintado y San Felipe y destacó la existencia de una leve discordancia entre la Serie Rojiza de Russo (1948) y la Formación Angastaco.

Díaz y Malizzia (1983) sugirieron el nombre de Grupo Payogastilla, integrado de base a techo por las Formaciones Angastaco, Palo Pintado y San Felipe. En la Formación Angastaco distinguieron dos miembros: el inferior Quebrada de los Colorados, formado por los estratos de la Serie Rojiza, y el superior Las Flechas. El miembro inferior fue elevado posteriormente al rango de formación por Díaz *et al.* (1989).

Díaz *et al.* (1989) realizaron también consideraciones sobre la edad y ambiente de depósito del Grupo Payogastilla. Grier y Dallmeyer (1990) y recientemente Starck y Vergani (1996), analizaron los depósitos del Grupo Payogastilla en la cuenca calchaquí como parte proximal de una importante cuenca de antepaís.

Formación Luracatao (28)

Areniscas y conglomerados rojos y blancos. Depósitos fluviales (incluye secuencias posiblemente pertenecientes a facies de borde del Subgrupo Santa Bárbara)

Al norte de la depresión de Luracatao (paraje Alumbre) aflora un conjunto de rocas en contacto discordante con rocas graníticas, definidas como Formación Luracatao y asignadas al Oligoceno (Turner, 1961). Se trata de una sucesión grano-decreciente de conglomerados constituidos por ro-

dados de granito y cuarzo, areniscas medianas a gruesas y limo-arcilitas. El espesor entre Alumbre y Luracatao supera los 700 metros.

Existe la posibilidad que este conjunto de rocas representen facies proximales de las Formaciones Maíz Gordo y Lumbrera (Paleógeno), con las que tienen marcadas similitudes litológicas. Sin embargo, en el ámbito de la Hoja se conoce que la relación estratigráfica de la base del Subgrupo Santa Bárbara (Formación Maíz Gordo) es en la mayoría de los casos concordante con las unidades que integran el Subgrupo Balbuena.

Otra probable interpretación de las rocas que integran la Formación Luracatao sería que estos depósitos representen el borde de cuenca de la Formación Quebrada de Los Colorados.

Por último, pueden constituir una secuencia posterior al Subgrupo Santa Bárbara y anterior a la Formación Quebrada de los Colorados, criterio que se adopta provisoriamente hasta nuevas investigaciones.

Se asigna a esta unidad una probable edad eocena alta-oligocena.

GRUPO PAYOGASTILLA

Con esta denominación Díaz y Malizzia (1983) agruparon a los depósitos del Neógeno distribuidos entre 24°-26° de latitud sur y 66°-66° 30' de longitud oeste. Está integrado de base a techo por las Formaciones Quebrada de los Colorados, Angastaco, Palo Pintado y San Felipe. A los afloramientos en la parte austral del valle de Pucará, donde por la información disponible no se pueden distinguir estas formaciones, se los identifica como Grupo Payogastilla indiferenciado (36).

Formación Quebrada de los Colorados (37)

Areniscas y conglomerados anaranjados a rojos.

Depósitos fluviales

Distribución areal

Aflora en dos fajas de rumbo aproximado nortesur. La occidental comprende el tramo austral de la depresión de Luracatao, extremo norte del valle de Hualfín (latitud de la Finca Colomé), porción austral del valle de Hualfín y valle de Pucará.

Los afloramientos en la faja oriental están distribuidos preferentemente en el flanco este de los anticlinales cerro Tin Tin y sierra del Carmen. Los asomos más australes de esta unidad se encuentran

ubicados próximos a las localidades de Angastaco y Las Viñas.

La localidad tipo se halla en la quebrada Los Colorados, afluente izquierdo del río Calchaquí (Díaz, 1985).

Litología

Se trata de ciclos granodecrecientes constituidos por conglomerado mediano a fino, arenisca gruesa, arenisca fina y limolita arenosa. Las estructuras sedimentarias más comunes son: maciza, laminación paralela, estratificación cruzada y estratificación cruzada cuneiforme de gran escala (3 y 25 metros). El color predominante es pardo rojizo en la base y rojo oscuro en el techo. Una secuencia completa de esta formación se observa en el perfil quebrada Monte Nieva. En ella se identificaron dos tramos: uno basal con sedimentitas fluviales y otro superior integrado por depósitos eólicos. El espesor medido en el perfil Monte Nieva supera los 600 metros.

Relaciones estratigráficas

La Formación Quebrada de los Colorados presenta distintas relaciones estratigráficas para las fajas occidental y oriental.

La faja occidental se dispone al oeste de las cumbres de Brealito, cerro Overo y el extremo septentrional de las sierras de Quilmes.

Al norte, a la latitud de la Finca Luracatao, esta unidad tiene un contacto por falla con el basamento granítico o se apoya en aparente concordancia sobre la Formación Luracatao. En esta zona el contacto superior es transicional con la Formación Angastaco.

En las áreas de Colomé y Tacuil el contacto basal es por falla con el basamento granítico y es transicional con la Formación Angastaco.

En el borde occidental del valle de Hualfín el contacto es en parte discordante y también por falla con el basamento granítico; su relación con la Formación Angastaco es transicional.

En la depresión de Pucará la Formación Quebrada de Los Colorados yace en discordancia angular sobre rocas del Subgrupo Pigua y se distribuye en los flancos este y oeste del sinclinal Pucará; en esta área el contacto superior también es concordante con la Formación Angastaco.

En cambio la faja oriental ocupa el borde este de la Hoja y en ella los depósitos de la Formación

Quebrada de los Colorados tienen características típicas.

En esta extensa área la unidad sobreyace, en la mayoría de los casos, en aparente concordancia a la Formación Lumbrera, a excepción del perfil Monte Nieva donde sobreyace en discordancia angular (más de 5°) a la Formación Lumbrera. En este perfil la relación del techo es discordante y erosiva con la base de la Formación Angastaco.

En el extremo austral de la faja el contacto basal de la unidad es mediante falla y también discordante con las metamorfitas de la Formación La Paya.

Ambiente de depósito

Según Díaz (1987) se trataría de depósitos desarrollados en un sistema fluvial entrelazado con niveles eólicos de 40 a 60 metros de espesor muy continuos lateralmente. La presencia de niveles carbonáticos y calcretes indicarían un clima árido con fluctuaciones del nivel freático.

Edad

No se han encontrado fósiles ni se han realizado dataciones radimétricas que avalen con certeza su edad. El hallazgo de un resto fósil en la sección media de la Formación Angastaco (Subfamilia Mesotherinae, Díaz *et al.*, 1989) del Friasense a Chasicense, permite inferir una edad mínima pre-friasense (Mioceno inferior a medio) para la Formación Quebrada de los Colorados. Starck y Vergani (1996) sugirieron una edad eocena a miocena inferior.

Formación Angastaco (38)

Conglomerados y areniscas grises y pardas. Depósitos fluviales

Distribución areal

Esta unidad tiene una distribución similar a la descrita para la Formación Quebrada de los Colorados con mayor desarrollo superficial. Su perfil tipo se ubica sobre la ruta nacional 40 entre la localidad de Angastaco y La Florida. En esta sección la formación alcanza su mayor espesor medido (3.750 metros), el que disminuye hacia el norte y el sur (Díaz y Malizzia, 1983).

Litología

Según Díaz (1987) en la Formación Angastaco se distinguen tres secciones: inferior, media y superior.

La sección inferior está constituida por areniscas finas y medianas, conglomerados, pelitas y areniscas gruesas, en ese orden de importancia. Los contactos entre capas son erosivo, plano, transicional y ondulado. Esta sección se identifica en el perfil de la quebrada Monte Nieva, próxima a la localidad de Angastaco y en el río las Viñas (extremo sureste de la Hoja). El color que predomina es gris y pardo-rojizo claro.

En la sección media aumenta el porcentaje de arenisca gruesa y de conglomerado que conforman cuerpos multiepisódicos de varios metros de potencia. El contacto que predomina entre capas es plano y transicional, y en menor proporción erosivo y ondulado. El color de las capas es gris.

En la sección superior predominan areniscas gruesas, medianas y finas, con rocas pelíticas subbordadas. Esta sección se encuentra bien expuesta en la localidad La Florida (Díaz, 1987). Las estructuras más comunes que se identifican en las tres secciones son: maciza, estratificación paralela, cruzada tangencial simple y en artesa.

Los conglomerados son gruesos a finos, matriz y clasto soporte, polimícticos constituidos por rodados subredondeados de metamorfita y granito de variada naturaleza.

Según Grier y Dallmeyer (1990) el espesor es de 3.750 metros.

Contenido fosilífero

En la sección media de la Formación Angastaco, Díaz *et al.* (1989) hallaron un maxilar de mamífero de la Subfamilia Mesotherinae de Edad Mamífero Friasense a Chasicoense. En el techo de la unidad identificaron un fragmento de mandíbula derecha de *Pachyrukhinae* indet., muy semejante a *Pachyrukhos* sp., una forma del Mioceno medio.

Relaciones estratigráficas

El contacto inferior es generalmente concordante y definido. Sin embargo, en el perfil quebrada Monte Nieva el contacto es discordante y erosivo con la unidad infrayacente (Formación Quebrada de Los Colorados). El techo es concordante con la Forma-

ción Palo Pintado. En el extremo austral de los valles de Pucará y Hualfín, la Ignimbrita Pucarilla (12 Ma) se apoya en discordancia angular sobre la Formación Angastaco.

Ambiente de depósito

El análisis de las facies permitieron interpretar el ambiente de depósito como un sistema fluvial de río entrelazado gravoso que grada a conos aluviales hacia el oeste (Díaz, 1987).

Edad

Se la asigna al Mioceno inferior tardío a Mioceno superior por su contenido fosilífero. Un dato radiométrico del techo de la sección inferior de $13,4 \pm 0,4$ Ma indica un edad miocena media (Grier y Dallmeyer, 1990).

Formación Palo Pintado (39)

Areniscas, pelitas y conglomerados grises, verdes y rojizos. Depósitos fluviales

Distribución areal

Los depósitos identificados con este nombre afloran en la parte central y austral del borde oriental de la Hoja.

Litología

Se trata de una espesa sucesión granodecreciente de areniscas y pelitas con participación menor de conglomerados. Estos últimos adquieren mayor jerarquía en el tramo superior de la sucesión. Los conglomerados están constituidos por rodados de granitos, metamorfitas de bajo grado (diámetro entre 1 y 10 cm), cuya matriz es una arenisca gruesa a fina de tipo arcosa. La estratificación es tabular y en algunos casos con contacto basal erosivo y frecuente imbricación. El color más común es pardo rojizo claro y grisáceo.

Las areniscas son medianas a finas, subarcósicas, cuarzosas y líticas, con espesores de pocos centímetros a 3 metros. Muestran estratificación cruzada tangencial simple y laminación paralela definida. Las pelitas son macizas o con laminación paralela poco definida, los contactos son planos.

Grier y Dallmeyer (1990) indican un espesor de 1.270 metros sobre la ruta 40.

Relaciones estratigráficas

Los contactos con las Formaciones Angastaco (inferior) y San Felipe (superior) son transicionales y concordantes.

Ambiente de depósito

Según Díaz (1987) la sección inferior estaría relacionada a un sistema fluvial de baja sinuosidad con canales areno-fangosos dominados por una planicie de inundación extensa, similares a los sistemas fluviales que desembocan en la planicie chaqueña (bañados). En tanto, la sección superior se interpreta como un sistema fluvial con canales de poca jerarquía.

Contenido fosilífero y edad

La Formación Palo Pintado contiene una variedad importante de restos fósiles. Sin embargo, el material extraído (restos de vegetales, -angiospermas-, bivalvos, placas de tortugas, restos de mamíferos y parte de huesos) no se pudo determinar, y por consiguiente no permite asignar una edad precisa. Un resto de hemimandíbula derecha en la sección basal de la formación correspondiente a la Subfamilia Pachyrukhinae indet., similar a *Pachyrukhos* sp. fue asignada al Mioceno medio (Díaz *et al.*, 1989). Además posee placas de un edentado del Pleistoceno de Río Negro (*Kraglievichia* sp.); y de *Plohophorus* sp., un gliptodonte del Plioceno medio a superior (Díaz *et al.*, 1989). La edad sería miocena superior a pliocena media, con reservas.

Formación San Felipe (40)

Conglomerados. Depósitos fluviales y de abanicos aluviales

Distribución areal

Su distribución es similar a la infrayacente Formación Palo Pintado y ocupa el límite oriental de la Hoja, desde los 25°15' a 25°45' de latitud sur.

Litología

Esta constituida por ciclos granodecrecientes bien definidos de conglomerados, areniscas y pelitas subordinadas. Los conglomerados tienen mayor desarrollo en el extremo superior de la unidad, los clastos son

redondeados a subangulosos compuestos por metamorfitas de bajo grado, granitos, rodados de cuarzo y de rocas del Grupo Salta. Tienen estratificación tabular y lenticular con base erosiva y canalizada, posee además clastos imbricados. Las areniscas son arcósicas, medias a finas y con estratificación cruzada tangencial simple, gradación, en artesa y laminación paralela de alto régimen de flujo; los contactos se presentan netos, transicionales y erosivos. Las limolitas y arcilitas son macizas o con laminación paralela.

Según Grier y Dallmeyer (1990) el espesor supera los 660 metros.

Relaciones estratigráficas

Su contacto inferior es transicional con la Formación Palo Pintado y el superior es angular y erosivo con depósitos del Cuaternario.

Ambiente de depósito

La sección inferior corresponde a ríos entrelazados de baja sinuosidad y baja movilidad lateral, con un buen desarrollo de facies de canal y de planicie aluvial. La sección superior tiene una mayor participación de conglomerados y de facies de canal que corresponderían a un sistema fluvial entrelazado gravoso (Díaz, 1987).

Contenido fosilífero y edad

Sólo se han encontrado placas de gliptodonte y una vértebra de un mamífero (edentado) imposibles de determinar por su mal estado de conservación (Díaz *et al.*, 1989). Se infiere una edad pliocena superior.

2.3.2.2. Cuaternario

Los depósitos que están incluidos en este lapso tienen una distribución amplia en el ámbito de la Hoja, especialmente en la depresión calchaquí. Se trata de distintos sistemas aluviales que ocupan las laderas del escarpado complejo orográfico y las márgenes de los ríos que drenan con rumbo meridiano hacia un único colector principal, el río Calchaquí, cuyo escurrimiento es de norte a sur. Entre estos depósitos se han diferenciado bajadas aluviales antiguas con interdigitación de terrazas fluviales antiguas, así como bajadas y terrazas aluviales actuales. Cabe destacar que en las cabeceras de algunos de los ríos que drenan desde el Nevado de Cachi, especialmente

los ríos Las Cuevas y Las Pailas, se han identificado depósitos fluvio-glaciares.

Relaciones estratigráficas generales

Los depósitos del Cuaternario tienen relación discordante con todas las unidades más antiguas. Sin embargo y como sucede en regiones más orientales (por ejemplo extremo austral del valle de Lerma), existe la probabilidad que en el centro de la depresión calchaquí el pasaje entre el Neógeno superior-Cuaternario haya ocurrido durante el depósito de la Formación San Felipe (Plioceno superior).

Depósitos terrazados (45)

Conglomerados con intercalaciones de areniscas, pelitas y tobas

Bajadas aluviales antiguas

Se identifican principalmente en ambas márgenes del río Calchaquí, desde la localidad de Payogasta en el norte hasta la latitud de San Lucas, como también en el extremo austral del río Luracatao, nordeste de Amaicha (valle de Hualfin) y sureste del valle de Pucará. Se trata de depósitos desarrollados por un sistema de cauces menores y medianos que drenan desde los frentes montañosos que limitan las depresiones intermontanas de la región. Todos ellos coalescen rápidamente para conformar las bajadas aluviales o sistema fluvial proximal. Están representados por conglomerados y areniscas conglomerádicas que constituyen depósitos de flujo densos del tipo *debris* o *mud-flow* y también flujos hiperconcentrados.

Una característica particular de estos sistemas, y que permite diferenciarlos de otros similares, es el nivel topográfico en el cual se ubican, es decir, se hallan varias decenas de metros por arriba del nivel de base actual.

Terrazas fluviales antiguas

Estos sistemas se hallan en las partes distales de las bajadas y están asociados a los cursos fluviales de mayor jerarquía; un muy buen ejemplo se observa en la confluencia de los ríos Luracatao y Humanao, latitud de la localidad de Molinos, como también en ambas márgenes del río Calchaquí. Son depósitos compuestos por conglomerados, areniscas medianas a finas y limos, que en conjunto representan sistemas fluviales de tipo entrelazado.

Depósitos aluviales y coluviales (47)

Gravas, arenas y arcillas. Barreales

Bajadas y terrazas aluviales actuales

Todos los depósitos mencionados anteriormente están recubiertos por el sistema aluvial actual (bajadas y terrazas) y constituyen un nivel estratigráfico más moderno.

Tienen una distribución amplia en la zona y sus acumulaciones se desarrollan en las depresiones estructurales que surcan la región (valles de Luracatao, Hualfin, Pucará, Calchaquí). Los depósitos son *debris-flow*, *mud-flow*, fluviales canalizados, en mantos y de planicie de inundación.

Están constituidos por conglomerados gruesos a finos, matriz y clasto sostén, cuya granulometría varía desde muy gruesa a fina. Las areniscas que son medianas a finas y de colores grisáceos, se amalgaman con los conglomerados.

Depósitos lacustres

En el extremo sureste del cerro Tin Tin afloran depósitos lacustres cuaternarios cuya distribución areal es restringida; por razones de escala esta unidad no fue diferenciada en el mapa. En el nivel medio a superior del perfil se han identificado dos niveles de tierras de diatomeas, con espesores que no superan los 30 centímetros.

Depósitos de deslizamiento (slump) (49)

Bloques

Al oeste de la localidad de Seclantás se emplaza la laguna de Brealito, cuyo origen está relacionado a un importante deslizamiento de bloques que han endicado un afluente del río Brealito. Este deslizamiento (como otros de la región) se encuentra vinculado a un sistema de fracturas secundarias que afectan a los depósitos conglomerádicos de sinrift de la base del Grupo Salta (Formación La Yesera). Dos probables mecanismos, posiblemente uno activado por la acción del otro, causaron estos deslizamientos: 1) actividad sísmica (la región es una zona sísmica) y 2) peso de los sedimentos en zonas de debilidad estructural.

Depósitos aluviales y terrazas cultivadas (50)

Gravas, arenas y arcillas; barreales. Suelos débilmente desarrollados

Se trata de sedimentos fluviales medianos a finos originados en los períodos de mayor precipita-

ción y distribuidos en los flancos de los cursos principales que drenan la región. Estas áreas poseen propiedades pedogenéticas que son propicias para el desarrollo agrícola. Son suelos con incipiente desarrollo, con perfil A, AC, C; tienen una textura medianamente gruesa en superficie, gruesa a moderadamente gruesa en profundidad; son moderadamente alcalinos y con bajo contenido de materia orgánica. Según su clasificación taxonómica corresponden a fluvisoles calcáreos (Nadir y Chafatinos, 1990).

3. TECTÓNICA

El marco estructural de la región muestra la superposición de deformaciones. El registro estratigráfico permite diferenciar estructuras de las siguientes edades:

- Estructuras preordovícicas, principalmente neoproterozoico-eocámbricas
- Estructuras ordovícicas
- Estructuras cretácicas
- Estructuras cenozoicas

3.1. ESTRUCTURAS NEOPROTEROZOICO-EOCÁMBRICAS

Las deformaciones neoproterozoico-eocámbricas originan gran parte de la compleja estructura que muestra el basamento cristalino. La fase Tilcárica (Turner y Méndez, 1975) con la que finalizó el Ciclo Panamericano (Harrington, 1975) o Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1976) constituye la deformación principal de estos ciclos.

La edad de las deformaciones del basamento es motivo de opiniones dispares. Mientras que para algunos autores las de las metamorfitas de mediano-alto grado son en su mayoría del Ciclo Famatiniano paleozoico (Aceñolaza y Toselli, 1976; Miller, 1984; Willner, 1990; Willner y Miller, 1992, entre otros) para otros, una parte importante de estas estructuras se asocia a eventos más antiguos, neoproterozoico-eocámbricos (Mon y Hongn, 1991, 1996; Hongn, 1992).

El basamento fue removilizado durante las orogenias paleozoicas (Guandacólica y Oclóyica del Ciclo Famatiniano, Aceñolaza y Toselli, 1976), las que produjeron fajas localizadas de deformación.

Los escasos datos radimétricos no permiten una cronología adecuada de las deformaciones superpuestas que caracterizan a gran parte de los afloramientos del basamento, como tampoco correlacionar las es-

tructuras que muestran unidades geográficamente desconectadas entre sí. Por esta razón se describen las estructuras de cada unidad o complejo de forma independiente. Por esta misma razón, las relaciones entre las distintas unidades que se diferencian en el basamento son altamente especulativas.

La estructura de la Formación Pachamama presenta tres fases de deformación superpuestas. Las estructuras más antiguas corresponden a una foliación tectónica paralela a la cual se disponen relictos de la estratificación transpuesta representada por intercalaciones de los bancos carbonáticos amarillos. No se detectaron aún charnelas pertenecientes a este primer evento de plegamiento. La posición de estas estructuras es variable, afectada por las deformaciones posteriores.

La segunda fase de deformación produjo un intenso plegamiento de la primera foliación tectónica, el que está acompañado por una nueva foliación. Los pliegues son de rumbo NE y sus líneas axiales buzanan tanto hacia el NE como hacia el SO. La superposición de estas estructuras sobre las anteriores define figuras de interferencia de distintos tipos, principalmente del tipo I de Ramsay (1967).

Una datación de 508 Ma sobre el evento metamórfico principal (Lucassen *et al.*, 1996) aparentemente asociado al segundo evento deformativo indicaría que la evolución tectónico-metamórfica principal de esta unidad ocurrió en tiempos preordovícicos.

La tercera fase de deformación correspondería a fajas de deformación dúctil guandacólico-oclóyicas. Es posible que la datación de Lucassen *et al.* (1996) esté relacionada con este episodio deformativo de alta temperatura y no al segundo evento tectónico-metamórfico, lo que implicaría que la Formación Pachamama se estabilizó durante el Cámbrico.

El Complejo Metamórfico Río Blanco también muestra una estructura neoproterozoico-eocámbrica compleja. Ésta se advierte en las áreas donde no existe deformación guandacólico-oclóyica intensa, por ejemplo en el faldeo oriental de las cumbres de Luracatao-Cerro Blanco-Sierra de Vázquez. Allí afloran los granitoides atribuidos al episodio magmático de 472 ± 1 Ma (Lork y Bahlburg, 1993) suavemente deformados con una caja de esquistos sillimaníticos intensamente deformada.

Los esquistos sillimaníticos están caracterizados por un plegamiento apretado intenso. Los pliegues son de distintos órdenes, desde pliegues mayores a pliegues mesoscópicos de pocos centíme-

tros de longitud de onda. La superficie plegada correspondería a una primera foliación tectónica que transpuso de forma avanzada a la estratificación, la que se reconoce localmente por intercalaciones de esquistos cuarzosos. Esto indicaría un episodio de deformación anterior. El plegamiento está acompañado por un clivaje -esquistosidad- definido por la disposición subparalela de biotita y sillimanita. Esta estructura planar posee rumbo general norte-sur, aunque son habituales zonas con rumbos NE o NO, inclusive este-oeste, quizá debidas a deformaciones posteriores que modificaron la estructura más antigua. La inclinación de la esquistosidad es también variable, aunque predominan los planos inclinados hacia el este (Castillo, 1978a, 1978b). Este autor destacó la deformación múltiple que afectó a los esquistos sillimaníticos.

Las filitas y esquistos del Complejo Metamórfico Río Blanco que se disponen hacia el oeste de los esquistos sillimaníticos muestran un plegamiento isoclinal de rumbo NO y alto buzamiento de sus líneas axiales (Hongn, 1992). Asociado al plegamiento se distingue un clivaje continuo en las pelitas y espaciado en las psamitas. La estratificación está mejor preservada debido al menor grado metamórfico de estos esquistos. Las relaciones actuales entre estos esquistos y los esquistos sillimaníticos aflorantes hacia el este quizá se resuelvan en una estructura definida durante la deformación paleozoica, donde los esquistos sillimaníticos constituirían el núcleo de una antiformal cabalgada sobre los esquistos y filitas a través de las fajas miloníticas.

La Metamorfita Antofallita posee una foliación tectónica bien definida de rumbo NO e inclinación hacia el SO. Se distinguen pliegues intrafoliales apretados cuyos ejes son subhorizontales o suavemente buzantes hacia el SE (Mon *et al.*, 1988; Omarini *et al.*, 1988). Estas metamorfitas están cubiertas discordantemente por sedimentitas ordovícicas (Donato y Vergani, 1985a) relación que indica la edad preordovícica de la deformación.

La Formación Puncoviscana presenta un plegamiento tipo *chevron*, muy apretado, con líneas axiales de alto buzamiento. El plegamiento posee rumbo general norte-sur, si bien variaciones en el rumbo, en algunos casos fuertes, son habituales (Willner, 1990). Las superficies axiales muestran una inclinación dominante hacia el oeste.

Asociado al plegamiento se observa un clivaje de plano axial, muy bien desarrollado en las pelitas y de definición irregular en las psamitas. El clivaje

es continuo fino en las pelitas y espaciado en las psamitas.

Las estructuras de la primera fase deformativa muestran la superposición de un plegamiento de intensidad variable, en partes intenso y en otras suave (Willner, 1990). Las características de estos pliegues son cambiantes, desde apretados hasta crenulaciones suaves.

Entre la estructura de la Formación Puncoviscana y la de las otras unidades metamórficas del basamento se manifiestan diferencias en las condiciones de la deformación, ya que en la Formación Puncoviscana éstas fueron de un nivel cortical más somero que en las restantes unidades.

Los granitoides de la Formación Cachi poseen una foliación bien definida, principalmente en sus bordes (intrusivos de las Cuevas y La Paya). Las relaciones entre los intrusivos de la Formación Cachi y la roca de caja varían desde concordantes a discordantes, relaciones que sugieren el carácter tardío a poscinemático de este evento. El interrogante surge cuando se debe precisar a qué evento tectónico se relaciona el magmatismo. Galliski (1983a) indicó que los intrusivos de la Formación Cachi son tardío a poscinemáticos con respecto a la primera fase de deformación (Pampeana o Panamericana) de la roca de caja, criterio que se adopta en este trabajo.

3.2. ESTRUCTURAS ORDOVÍCICAS

Las estructuras ordovícicas fueron impresas por las fases Guandacólica de fines del Arenigiano (Salfity *et al.*, 1984a) y Oclóyica ubicada en las inmediaciones del límite ordovícico-silúrico (Turner y Méndez, 1975; Mon y Hongn, 1987; Hongn, 1992; Moya *et al.*, 1993, entre otros). Ambas fases de deformación forman parte del Ciclo Famatiniano (Aceñolaza y Toselli, 1976). La diferenciación precisa entre las estructuras guandacólicas y oclóyicas no es posible en algunos casos con la información disponible. La estructura de las sedimentitas y leptometamorfitas (Formaciones Tolillar y Falda Ciénega) serían debidas principalmente a la fase Oclóyica dado que niveles postguandacólicos están deformados. Las estructuras guandacólicas mejor representadas corresponderían a las fajas de cizalla dúctil que muestra el Complejo Eruptivo Oire, en parte sintectónico y con edades guandacólicas (Lork y Bahlburg, 1993).

La estructura de las sedimentitas y leptometamorfitas de la Formación Falda Ciénega está caracterizada por un plegamiento intenso de rumbo

norte a NNE. Fallas inversas de bajo ángulo separan láminas con intenso plegamiento interno. La estructura de la Formación Falda Ciénega representaría un *slate belt* (Matte y Zu Xhi, 1988) con vergencia marcada hacia el oeste (Mon y Hongn, 1987; Hongn, 1992).

Se distinguen por lo menos tres órdenes de pliegues, desde pliegues de escala kilométrica hasta mesoplegues a escala de muestra de mano. Los pliegues son apretados, con charnelas redondeadas, ocasionalmente angulosas tipo *chevron*. Las líneas axiales son subhorizontales, con buzamientos suaves tanto hacia el norte como hacia el sur.

Asociado al plegamiento se originó un clivaje de plano axial continuo fino en las pelitas y espaciado, a veces no diferenciable a escala mesoscópica, en las psamitas. La refracción del clivaje entre las pelitas y psamitas es notable, en algunos casos con variaciones de hasta 30°-40° como se observa en las inmediaciones de mina Incahuasi.

La lineación de intersección entre el clivaje y la estratificación es subparalela a la dirección y buzamiento de las líneas axiales.

Las fallas paleozoicas son de bajo ángulo. Algunas fueron reactivadas durante la deformación neógena, hecho que dificulta su reconocimiento directo. Las zonas donde el Ordovícico muestra pliegues con sus superficies axiales subhorizontales o de muy baja inclinación pueden indicar la proximidad de corrimientos paleozoicos de acuerdo con el modelo de *slate belts* de Matte y Xu Zhi (1988). Con este criterio se distingue una falla paleozoica en el borde occidental del cordón del Gallego y en la parte austral de esta misma sierra. Este sistema de fallas quizá esté relacionado con las mineralizaciones de oro de mina Incahuasi, las que poseen un fuerte control estructural (Navarro García y Rossello, 1989).

La falla paleozoica de mayor significado tectónico regional es la que marca el contacto entre las metamorfitas del basamento y las sedimentitas y leptometamorfitas ordovícicas (Mon y Hongn, 1988a). Cabe acotar que las fallas que se indican entre las Formaciones Tolillar y Falda Ciénega en los perfiles esquemáticos A y B adjuntos al mapa son supuestas, motivo por el que se muestran distintas relaciones posibles en cada perfil.

Las diaclasas perpendiculares a los ejes de los pliegues constituyen una estructura bien definida del Ordovícico. Vetas de cuarzo alojadas en estas diaclasas son anómalas en Au en la mina Incahuasi (Navarro García y Rossello, 1989).

La edad de la deformación de las unidades sedimentarias y leptometamórficas del Ordovícico es ashgilliana, dado que más al norte afectó a niveles caradocianos cubiertos en discordancia por sedimentitas ashgilliano-silúricas (Hongn, 1992; Moya *et al.*, 1993).

Las fajas de alta deformación dúctil constituyen un rasgo tectónico principal del basamento cristalino del borde oriental de la Puna y de los Valles Calchaquíes (Willner *et al.*, 1987; Willner, 1990; Mon y Hongn, 1991, 1996; Hongn, 1994; Hongn *et al.*, 1996a). Éstas tienen diferentes orientaciones, cinemáticas y condiciones metamórficas de formación. Preservan una amplia gama de microestructuras ilustrativas, tanto a escala de afloramiento y muestra de mano como en el dominio microscópico, entre ellas foliaciones y lineaciones, estructuras S-C, C' o *shear bands*, deflexión de foliaciones, porfiroclastos recubiertos tipos sigma y delta, sombras de presión, micropliegues, fábricas cristalográficas y morfológicas. Los exponentes de una serie milonítica (Sibson, 1977) se distinguen habitualmente en esta zonas. La diversidad de estas estructuras requiere de investigaciones específicas, que se han llevado y se están llevando a cabo (Hongn, 1994; Hongn *et al.*, 1996a; Mon y Hongn, 1996; Hongn y Becchio, en preparación; Hippertt y Hongn, en preparación), para comprender su significado en la geología estructural y regional del basamento. Sin embargo, la síntesis de la información disponible permite destacar los siguientes aspectos:

- Las fajas miloníticas de mayor temperatura predominan en el borde oriental de la Puna mientras que las desarrolladas en ambiente metamórfico de bajo grado son habituales en el basamento de los Valles Calchaquíes. Así, las milonitas del borde oriental del salar de Diablillos poseen sillimanita sintectónica y microestructuras de alta temperatura (Hongn *et al.*, 1996a) mientras que las de Brealito, Colomé, Tacuil, Agua Rosada (hacia el oeste de Angastaco) son clorítico-sericiticas. El diseño anastomosado es característico de las de mayor temperatura y las fajas con bordes subparalelos corresponden a un metamorfismo de bajo y muy bajo grado.
- Se distinguen fajas con rumbo norte-sur, noroeste y nordeste, aunque estas últimas son menos frecuentes (véase esquema tectónico del mapa). Las inclinaciones también son variables, desde subhorizontales hasta

subverticales. Se aprecia como tendencia general que las fajas de deformación dúctil desarrolladas en condiciones de mediano-alto grado de metamorfismo son de menor inclinación que las originadas en facies esquistos verdes. Estas zonas de bajo ángulo estarían relacionadas con el levantamiento y cabalgamiento hacia el oeste del basamento del borde oriental de la Puna.

- La cinemática de estas fajas obtenida a partir de sus indicadores también muestra una fuerte diversidad. Se distinguen inversas, normales, en algunos casos con fuerte componente de rumbo y otras donde la componente de rumbo es la principal. El flujo tectónico asociado a estas fajas fue más próximo a una cizalla simple en las de alta temperatura que en las de baja, dado que estas últimas muestran fuertes anomalías en el flujo -coexisten zonas de cinemática inversa y normal en una misma faja de deformación- que indicarían una participación importante de deformación coaxial quizá relacionada con situaciones transpresivas locales.

Se atribuye una edad ordovícica a estas fajas porque afectaron a los granitoides de edad ordovícica o que aquí se asignan al Ordovícico y porque no se conocen en la región deformaciones con estas características a las que pueda atribuirse una edad más joven que Ordovícico (Hongn, 1994; Omarini y Sureda, 1994; Mon y Hongn, 1996). Es posible que parte de estas fajas de deformación se asocien a la fase Guandacólica arenigiana (Salfity *et al.*, 1984a), dado que granitoides de 472 Ma como el de Brealito (Lork y Bahlburg, 1993) son contemporáneos con las fajas de deformación. Sin embargo, es posible también que existan milonitas a las que aquí se les atribuye edad ordovícica que sean más antiguas.

Si estas fajas miloníticas pertenecen a un único evento de deformación, un modelo transpresivo podría integrar en un único sistema las zonas con diferentes orientaciones y cinemáticas (Hongn *et al.*, 1996a, 1996b). También cabe la hipótesis de que las orientaciones y cinemáticas diferentes correspondan a deformaciones de edades distintas (Hongn, 1994), por lo que existirían milonitas preordovícicas asociadas a las deformaciones antiguas del basamento. Rossello y Le Corre (1995) descartaron un origen transpresional para la deformación paleozoica de la región.

Un rasgo de posible interés económico se detec-

tó en la faja de deformación de Brealito. Allí se aprecia una mineralización de oligisto con anomalías menores de Ag, la que estaría asociada a fenómenos póstumos de la zona de cizalla (Hongn y Becchio, en preparación). Si bien estas manifestaciones no poseen un interés económico aparente, es importante destacar que estas zonas poseen capacidad para concentrar metales. Esta hipótesis abre una nueva alternativa de exploración en la región, especialmente en aquellas áreas donde afloran rocas cuya composición es más propicia para generar concentraciones cuando son afectadas por zonas de cizallamiento dúctil (Bursnall, 1989) por ejemplo donde afloran las trondhjemitas de la Formación Cachi.

3.3. ESTRUCTURAS CRETÁICAS

Las estructuras cretácicas están relacionadas a la extensión que originó la cuenca del Grupo Salta (entre otros, Salfity, 1982; Grier, 1990; Grier *et al.*, 1991). Si bien las fallas directas cretácicas han sido invertidas y modificadas sus relaciones originales, se distinguen con nitidez en los Valles Calchaquíes (Vergani y Starck, 1989; Grier, 1990; Grier *et al.*, 1991; Crivelli, 1995). La extensión cretácica no fue importante en la zona puneña que cubre la Hoja.

Se distinguen dos franjas con estructuras extensionales cretácicas bien definidas. La más occidental se desarrolla por la margen oriental de los valles de Hualfín (Ruiz *et al.*, en prep.) y Luracatao. Esta faja aparentemente constituyó el borde occidental de la cuenca sinrift debido a que los depósitos del Subgrupo Pigua desaparecen hacia el oeste. No es posible discernir con la información disponible si este borde pertenece a la Subcuenca de Alemania o es una subcuenca independiente. Asociados con estas estructuras se distinguen aglomerados y conglomerados que muestran bruscas variaciones de facies y de potencia. Los depósitos de conglomerados y areniscas rojas del valle de las Cuevas también formarían parte de este sistema del borde occidental del rift cretácico para esta latitud.

La franja oriental se distribuye a lo largo del valle Calchaquí propiamente dicho y está representada por los depósitos del Subgrupo Pigua que afloran en las inmediaciones del cerro Tin Tin y en el cerro Negro (Vergani y Starck, 1989; Grier, 1990; Crivelli, 1995) y que constituyen registros del borde de rift muy bien representado pocos kilómetros hacia el este -estructura cuya inversión definió el borde oriental del valle Calchaquí- donde se manifiestan las prime-

ras intercalaciones de basaltos alcalinos que indican su proximidad hacia la zona de mayor adelgazamiento cortical (Galliski y Viramonte, 1988; Grier, 1990; Grier *et al.*, 1991; Crivelli, 1995).

Grier *et al.* (1991) indicaron que las fallas del rift cretácico cuya inversión originó el borde oriental del Valle Calchaquí marcan un significativo cambio en la estructura regional ya que hacia el norte se distingue un estilo con basamento leptometamórfico involucrado en los pliegues neógenos (anticlinales con núcleo de basamento en la Cordillera Oriental) mientras que hacia el sur el basamento de mediano-alto grado metamórfico muestra mayor rigidez, sólo fracturado durante la deformación neógena (Sierras Pampeanas). Esta hipótesis (Grier *et al.*, 1991) en parte se sustenta en que el borde de rift que se localiza en la margen oriental del Valle Calchaquí y en las inmediaciones del cerro El Zorrito (Hoja Metán) habría constituido el límite sudoccidental de la cuenca sinrift del Grupo Salta (Subgrupo Pirgua). Sin embargo, existe un borde del rift más al oeste, márgenes orientales de los valles de Luracatao y Hualfín; allí, los bloques de basamento involucrados durante la deformación neógena no tienen diferencias destacables a uno y otro lado de la estructura cretácica, tanto en su litología como en su comportamiento mecánico.

Las estructuras cretácicas que se destacan en los bordes orientales del Valle Calchaquí y de los valles de Luracatao y Hualfín, muestran que el espesor preservado de los depósitos de sinrift asociados es mayor hacia el sur. En tal sentido cabe destacar que los grados de inversión alcanzados por las fallas cretácicas durante el neógeno fueron muy variables en pequeñas distancias. Es así que en el sinclinal de Brealito la base de las capas rojas de Subgrupo Pirgua está actualmente a una altura próxima a los 2.000 m s.n.m. mientras que la base de los depósitos del cerro Incauca y del valle de las Cuevas está a cotas superiores a los 4.000 m sobre el nivel del mar.

Las fallas extensionales cretácicas son de rumbo general norte-sur e inclinan hacia el este. Parte de ellas se desarrollaron a partir de la inversión de estructuras del basamento y fueron nuevamente invertidas durante los episodios compresivos posteriores (Hongn *et al.*, 1996b). Los depósitos del Subgrupo Pirgua apoyados sobre rocas con distintos grados metamórficos o rocas graníticas evidencian la estructuración precretácica del basamento. El valle de las Cuevas y la quebrada Saladillo (subsidiaria del río Humanao) exponen los mejores ejem-

plos de estructuras del basamento reactivadas durante la extensión cretácica.

La quebrada Saladillo (subsidiaria del río Humanao hacia el oeste de Molinos) exhibe afloramientos de granitos sobre los que se disponen aglomerados y conglomerados rojos con bloques de granito de hasta 5 m³ con una matriz de arenisca y conglomerado fino. El granito posee una anisotropía planar, más intensa en las inmediaciones del contacto con las psefitas, definida por la disposición de fajas miloníticas delgadas, diques aplíticos y pegmatíticos, y zonas de granito no deformado o escasamente deformado. Las pegmatitas son generalmente concordantes con las franjas miloníticas, algunas de ellas también milonitizadas y otras sin deformación intensa. Esta estructura planar inclina hacia el este y los indicadores cinemáticos observados en los afloramientos -estructuras S-C y deflexiones de foliaciones- sugieren que el bloque oriental subió durante el episodio de deformación dúctil. Esta anisotropía aparentemente controló la localización del borde del semigraben durante la extensión cretácica. En la quebrada Saladillo se preserva un contacto inclinado hacia el este entre el granito y las psefitas, con la estratificación de las psefitas también inclinada hacia el este pero con menor ángulo. Los depósitos cercanos al contacto son de una granulometría muy gruesa incluso con niveles donde se advierten bloques tabulares deslizados hacia la cuenca (olistolitos) y con escasa rotación, según lo indican bancos donde es posible reconstruir parcialmente los diques de pegmatitas. Las psefitas (aglomerados y conglomerados gruesos) presentan variaciones faciales laterales bruscas hacia conglomerados más finos y areniscas.

El valle de las Cuevas muestra depósitos de conglomerados rojos (Subgrupo Pirgua) apoyados sobre un basamento de muy bajo y bajo grados con intercalaciones de volcanitas ácidas (Formación Puncoviscana), el conjunto cabalgado por metamorfitas de mediano grado (Formación La Paya) y granitoides (Formación Cachi). Una estructura precretácica que produjo el corrimiento hacia el oeste de las Formaciones La Paya y Cachi sobre la Formación Puncoviscana habría sido la que controló la ubicación de las fallas normales durante la extensión cretácica, es decir que las estructuras precretácicas sufrieron una inversión negativa, originándose un semigraben con metasedimentitas y metavolcanitas en la pared colgante y esquistos y granitoides en el piso y borde pasivo de la depresión. Los rodados de los conglomerados provienen casi exclusivamente

(más del 90%) del bloque de muy bajo-bajo grado. Éstos corresponden a metagrauvascas, volcanitas, venas de cuarzo y granitos, estos últimos diferentes a los de la Formación Cachi dado que tienen características de las fases porfíricas del Complejo Eruptivo Oire. Los rodados provenientes de las Formaciones La Paya y Cachi son escasos. Durante la compresión neógena las fallas sufrieron una nueva inversión, en este caso positiva, y los bloques formados por las Formaciones Cachi y La Paya cabalgaron a los conglomerados y a la Formación Puncoviscana. Este levantamiento habría favorecido la erosión de los depósitos cretácicos apoyados sobre el basamento constituido por las Formaciones La Paya y Cachi. Los conglomerados que se preservan están exclusivamente apoyados sobre el basamento leptometamórfico.

La geometría y orientación de las fallas cretácicas fueron propicias para facilitar su inversión durante el neógeno (Grier *et al.*, 1991).

3.4. ESTRUCTURAS CENOZOICAS

El área comprendida por la Hoja corresponde a una zona de transición entre los segmentos de la placa de Nazca con inclinación de 30° hacia el norte del paralelo 24° y con baja inclinación, aproximadamente 5°, al sur del paralelo 30° (Jordan *et al.*, 1983). A estas variaciones en la geometría de la placa y a las modificaciones cinemáticas y en la tasa de deformación asociadas se atribuyen los cambios en las estructuras cenozoicas que se aprecian en la región. Algunos autores describen una migración temporal de las estructuras, las que son progresivamente más modernas hacia el este y hacia el sur (Jordan y Alonso, 1987; Marrett *et al.*, 1994).

El extremo sudoriental de la Hoja muestra parte de la transición entre la Cordillera Oriental o Subprovincia de las Cumbres Calchaquíes y las Sierras Pampeanas Septentrionales, con diferentes comportamientos de los bloques de basamento involucrados en las láminas de corrimiento. Se ha postulado una tectónica de piel fina y de piel gruesa respectivamente para las áreas donde el basamento leptometamórfico o el de mediano-alto grado fue afectado por los corrimientos andinos (Allmendinger *et al.*, 1982). En el extremo sudoriental de la Hoja se observan bloques de basamento donde está presente la transición entre las metamorfitas de muy bajo y bajo grados (Formación Puncoviscana) y las de mediano-alto grado (Formación La Paya y/o Complejos Metamórficos Tolombón y Agua del Sapo) con otro comportamien-

to mecánico. No se ve entre estas unidades una discontinuidad tectónica moderna, como un despegue o estructura similar. Es posible que la estructura que separa el basamento estructural de la cobertura estructural en la región no separe unidades desde el punto de vista litológico, razón por la cual metamorfitas de mediano-alto grado pueden estar plegadas por la deformación moderna como, por ejemplo, en el anticlinal del Subgrupo Pircua con núcleo de esquistos y gneises que se observa entre los valles de Pucará y Hualfin.

Las diferentes fases que se han distinguido en los movimientos andinos (Salfity *et al.*, 1984b) están representadas con diferentes grados de definición dentro del área cubierta por la Hoja Cachi.

La fase Incaica generó el relieve a partir del cual se producen los depósitos de la Formación Geste en la Puna y de la Formación Luracatao (en el caso de que ésta corresponda a una unidad suprayacente al Grupo Salta y subyacente al Grupo Payogastilla, y no a facies de borde de cuenca del Subgrupo Santa Bárbara). A esta fase también se asociaría la discordancia entre el Subgrupo Pircua y el Grupo Payogastilla que se distingue nítidamente en la margen occidental del valle de Pucará. La fase Incaica condujo a la inversión de la cuenca del Grupo Salta y a partir de ella comenzó el depósito de las secuencias generalmente denominadas de forma genérica como Terciario (Salfity *et al.*, 1984b), las que se depositaron en sistemas de cuencas de antepaís (*foreland basin systems*, DeCelles y Giles, 1996).

Los registros de la fase Pehuenche son escasos. Quizá a ésta se relacionen las ignimbritas de 17 Ma de la Formación Catal y los cuerpos subvolcánicos de la Formación Inca Viejo.

La deformación cenozoica más importante está relacionada con la fase Quechua del Mioceno. Los principales efectos de esta fase fueron el acortamiento y levantamiento de la Puna y el levantamiento de la Cordillera Oriental (Jordan y Alonso, 1987). Durante ese tiempo el arco volcánico tenía una actividad intensa, representado por la Formación Tebenquicho y las ignimbritas de 13 Ma de la Formación Catal en la Puna, y por las Ignimbritas Pucarilla (12 Ma) en la Subprovincia de los Valles Calchaquíes.

La naturaleza sinorogénica de los depósitos cenozoicos está mejor definida a partir del Mioceno. El ejemplo más ilustrativo se encuentra en la parte sudoriental de la Hoja. Las ignimbritas Pucarilla (12 Ma) están subhorizontales y cubren a depósitos plegados de las Formaciones Quebra-

da de los Colorados y Angastaco en los extremos australes de los valles de Hualfín y Pucará, mientras que pocos kilómetros hacia el este, en el Valle Calchaquí, no se observa discontinuidad angular entre niveles de la Formación Angastaco con intercalaciones de tobas de 13 Ma y los niveles de las Formaciones Palo Pintado y San Felipe (Grier y Dallmeyer, 1990). Allí, el conjunto fue plegado varios millones de años después del depósito de la Ignimbrita Pucarilla (Marrett *et al.*, 1994). Estas diacronías estarían relacionadas con la migración de los frentes orogénicos y es posible que los niveles posteriores a 13 Ma del Valle Calchaquí correspondan a estratos de crecimiento. Otro ejemplo lo constituye la Formación Batin, secuencia conglomerádica depositada a partir del relieve estructural generado por la deformación Quechua en las unidades cartografiadas como Sedimentita Vizcachera; al mismo tiempo se depositaba pocos kilómetros hacia el este el miembro salino de la Formación Pozuelos. Estos ejemplos sugieren que estructuras que pueden asignarse a distintas fases tectónicas en realidad corresponden a migraciones de los frentes orogénicos. La dinámica y la cinemática de estos procesos y la caracterización precisa del tipo de cuenca todavía no se conocen con exactitud, si bien ya existen algunos trabajos que enfocan este problema en la región (Marrett *et al.*, 1994; Starck y Vergani, 1996).

Las estructuras relacionadas con la fase Diaguita (Plioceno superior) muestran una distribución areal irregular. A este evento se relacionaría parte del plegamiento de las unidades paleógenas y neógenas en la Puna y del Grupo Payogastilla en la Cordillera Oriental. Las discordancias de la base de los depósitos terrazados plioceno-pleistocenos que se apoyan sobre el Grupo Payogastilla se vinculan a esta fase de deformación. A ella también se relacionaría el volcanismo al final del Plioceno, cuyo principal exponente es la caldera del cerro Galán y depósitos asociados. Durante la fase Diaguita además se reactivan estructuras previas y se definen los principales cordones montañosos que caracterizan al relieve actual.

Algunas de las fajas plegadas y corridas evolucionaron hasta el Pleistoceno, según lo indican los corrimientos que cabalgan sedimentitas mesozoicas sobre terrazas de esa edad, por ejemplo los corrimientos relacionados con el cerro Tin Tin (Vergani y Starck, 1989; Roberto Hernández, com. personal) o la parte austral de la falla del borde oriental del valle de Luracatao, en inmediaciones de la

Aguadita, que corta claramente a depósitos terrazados.

En algún tiempo durante el Cuaternario sucedió un cambio en la cinemática de la deformación que comienza a mostrar direcciones de acortamiento y extensión subhorizontales (Marrett *et al.*, 1994). Este cambio produjo estructuras con un fuerte componente de desplazamiento de rumbo. Estas estructuras son más notables en la Puna aunque también se detectaron en las regiones aledañas del antepaís (Marrett *et al.*, 1994). Las efusiones de basaltos cuaternarios de la Puna están relacionadas con esta cinemática, especialmente a quiebres o variaciones en el rumbo que generan situaciones locales de transtensión. La falla de Acazoque (Segerstrom y Turner, 1972) constituye el ejemplo más ilustrativo de esta relación, dado que corresponde a una falla dextral de rumbo general norte-sur con efusiones basálticas en zonas donde la estructura tuerce hacia el NE (Marrett, 1990).

3.5. INVERSIÓN DE ESTRUCTURAS

La inversión tectónica tuvo un fuerte control sobre la localización y geometría de las estructuras posteriores.

A la inversión tectónica generalmente se asocian los cambios de vergencia que poseen las estructuras más modernas. Se disponen fajas plegadas y corridas con vergencia hacia el oeste, opuesta a la teórica hacia el antepaís que deberían mostrar la fajas originadas por el acortamiento vinculado a la subducción de la placa de Nazca. Uno de los mecanismos para explicar estas variaciones corresponde a la inversión tectónica (Grier, 1990; Marrett, 1990; Hongn *et al.*, 1996b).

La inversión de las estructuras extensionales cretácicas, muchas de ellas ya originadas por inversión de estructuras del basamento precretácico (Hongn *et al.*, 1996b) facilitó el desarrollo de la faja plegada y corrida con vergencia hacia el oeste del Valle Calchaquí (Allmendinger *et al.*, 1982; Vergani y Starck, 1989; Grier, 1990; Grier *et al.*, 1991; Crivelli, 1995). En tal sentido cabe destacar la asimetría del Valle Calchaquí en su porción comprendida en la Hoja Cachi, con su borde oriental nítidamente marcado por una falla inversa que cabalga al Subgrupo Pirgua y al basamento epimetamórfico sobre los depósitos cretácico-cenozoicos ampliamente expuestos en la depresión del valle (Grier, 1990). Si bien el borde occidental del Valle Calchaquí también está marcado por fallas, éstas son de definición irregular, con tramos donde los

depósitos de los Grupos Salta y Payogastilla se observan apoyados sobre el basamento. Esta geometría se evidencia en las secuencias que ocupan el Valle Calchaquí, que muestran una inclinación regional hacia el este.

Un cuadro similar se advierte en los valles de Pucará y Luracatao-Colomé-Hualfín, cuyos bordes orientales son definidos claramente por fallas, las que aparentemente se habrían originado como fallas extensionales cretácicas posteriormente invertidas durante la compresión neógena.

Existiría una segmentación del borde occidental de los Valles Calchaquíes. Así, por ejemplo, la parte norte de la margen occidental del Valle Calchaquí que aflora en la Hoja, a la altura de Cachi aproximadamente, estaría marcada por una falla que levanta el basamento sobre espesas secuencias mesozoico-cenozoicas que ocuparían la depresión entre el cerro Tin Tin y el río Calchaquí (perfil esquemático septentrional). A esta misma latitud, el borde occidental del valle de Luracatao correspondería a otro sistema de fallas asociadas con el despegue basal, si bien su traza en superficie no está bien definida debido a que en parte esta fractura está dentro de los granitoides del Complejo Eruptivo Oire.

Más al sur, las fallas del borde occidental del Valle Calchaquí se tornarían de menor importancia. A esa latitud, aproximadamente desde Molinos hacia el sur, se observan las unidades basales de los Grupos Salta y Payogastilla (Subgrupo Pirgua y Formación Quebrada de Los Colorados respectivamente) localmente apoyados sobre el basamento, con una inclinación regional hacia el este, geometría que respondería a un sistema de corrimientos vergentes hacia el oeste. En este tramo existirían dos frentes de corrimientos principales vergentes hacia el este, uno situado hacia el oriente de la Hoja y que marca el borde oriental de la faja corrida de Amblayo (Allmendinger *et al.*, 1982) y otro coincidente con el borde occidental de los valles de Colomé-Tacuil-Hualfín, estructura que marca el límite entre el borde oriental de la Puna y los Valles Calchaquíes. Entre estos dos corrimientos principales con vergencia oriental se desarrolla la faja de vergencia hacia el oeste controlada principalmente por la inversión de las estructuras extensionales del rift cretácico.

En los perfiles esquemáticos que acompañan al mapa se han representado estos dos segmentos (perfiles A y B). De comprobarse estas geometrías, es posible que exista una estructura transversal entre la traza de los dos perfiles, quizá la que coincide con el tramo NO del río Luracatao.

La localización de las estructuras neógenas del borde occidental de los valles de Luracatao-Colomé-Hualfín, estuvo en parte condicionada por anisotropías previas producidas por la disposición de fajas de deformación dúctil en los granitoides del Complejo Eruptivo Oire. Estas fajas de cizalla dúctil poseen orientaciones similares a las fallas neógenas. Las fajas miloníticas aumentan aproximadamente un 6% su permeabilidad con respecto a su protolito (Geraud *et al.*, 1995). Las fajas miloníticas del borde oriental de la Puna registran con frecuencia circulación de fluidos posteriores, los que habrían favorecido la ubicación de fallas posteriores.

Hacia el oeste, parte occidental de los afloramientos del basamento ígneo-metamórfico del borde oriental de la Puna, las estructuras neógenas principales están inclinadas hacia el este, posición condicionada por las fajas de milonitas del basamento ígneo-metamórfico y los corrimientos paleozoicos que afectaron tanto al basamento como a los niveles que rellenaron la cuenca ordovícica. Aquí se produce una situación similar a la descrita para los Valles Calchaquíes hacia el sur de Molinos. Las secuencias neógenas presentan una inclinación regional hacia el este, por ejemplo las que afloran en las inmediaciones de los salares de Centenario-Ratones-Hombre Muerto, que tienen su base en las márgenes occidentales de estas depresiones, inclinan hacia el este y están truncadas por las fallas que levantan los bloques de basamento ígneo-metamórfico de las márgenes orientales de estas depresiones.

Este esquema se repite pocos kilómetros hacia el oeste, entre los salares de Tolillar y Hombre Muerto, donde el Ordovícico cabalga a secuencias cenozoicas mediante corrimientos inclinados hacia el este que muestran en su parte posterior la discordancia que media entre estas unidades. Esta franja de corrimientos inclinados hacia el naciente constituye la prolongación austral de la falla Guayaos-Pozuelos (Donato y Vergani, 1985a, 1985b), estructura que marca el límite occidental de una faja de estructuras neógenas con vergencia hacia el oeste.

La inversión de las estructuras paleozoicas debió haber sido más difícil que la inversión de las estructuras cretácicas, dado el carácter inverso de la mayoría de ellas lo que probablemente condicionó la reactivación en tramos convenientemente orientados. Sin embargo, esto fue suficiente para controlar la geometría de las estructuras posteriores.

3.6. LINEAMIENTOS

Los lineamientos transversales al rumbo de la cadena andina no tienen en la Hoja Cachi una definición tan nítida como en hojas vecinas (por ejemplo lineamientos del Toro y del Aconquija en las Hojas San Antonio de los Cobres y Tucumán).

Líneas que se diferencian claramente mediante el análisis de imágenes satelitales no muestran la misma definición en los afloramientos.

Los lineamientos transversales más notables en la Hoja Cachi tienen rumbo NO, distinguidos como los lineamientos Molinos-Ratones-Cerro Navarro, península del Hombre Muerto-cerro Loma Negra y Galán -Archibarca (Allmendinger *et al.*, 1982; Alonso *et al.*, 1984a; Salfity, 1985).

El lineamiento Molinos-Ratones-Cerro Navarro se distingue con nitidez en imágenes de satélite. Sin embargo, los controles llevados a cabo sobre su traza indican zonas donde se lo reconoce claramente y otras donde no se perciben estructuras asociadas. A lo largo de su traza también es posible advertir porciones activadas durante tiempos distintos. Está bien definido entre Molinos y Cuchiyaco; allí marca el contacto entre las Formaciones Puncoviscana y La Paya y a él se debería la inflexión de las líneas axiales de los pliegues del Subgrupo Pirgua, como así la inflexión en el rumbo de la depresión definida por los valles de Luracatao y Colomé. También se identifica mediante el análisis de estructuras menores en la porción del río Luracatao que coincide con su traza, donde se observa una población de fallas menores con estrías subhorizontales. No hay evidencias de este lineamiento hacia el este del río Calchaquí, donde las estructuras mioceno-pliocenas no están disturbadas (Allmendinger *et al.*, 1982).

Más hacia el oeste aflora otra estructura de rumbo NO a ONO que se interpreta asociada con este lineamiento, aunque quizá no corresponda a la misma traza sino a otro escalón o segmento del sistema transversal. Este segmento está marcado por la alineación de la quebrada del río Diablillos (también conocida como quebrada de Barranquilla porque pertenece al tramo inferior del río homónimo) y el volcán Ratones (Quenardelle, 1987). Los pórfidos de los contrafuertes sudorientales del salar de Diablillos se ubican en la intersección de este lineamiento con estructuras paleozoicas y neógenas de rumbo norte-sur (Hongn, 1995).

Los dos tramos bien definidos de este lineamiento, Molinos-Luracatao y Diablillos-Ratones, están truncados por fallas de rumbo meridiano, lo

que indica su edad anterior a la compresión pliocena y quizá miocena. Es posible que este lineamiento haya funcionado conjuntamente con las fallas inversas de rumbo aproximado norte-sur de acuerdo con lo que se observa en el extremo austral del valle de Luracatao, y que a través del mismo se hayan producido transferencias.

En el sentido del rumbo de este lineamiento se advierten, hacia el NO, otros rasgos que indicarían su continuidad, por ejemplo los volcanes cuaternarios localizados hacia el noroeste del salar de Tolillar y la alineación de las terminaciones australes de los anticlinales con núcleo de basamento granítico (cerros Navarro y Lari, Hoja San Antonio de los Cobres). Sin embargo, estos rasgos tienen edades muy diferentes, además de que no se ven modificaciones importantes en el rumbo de las estructuras que se distinguen en unidades ordovícicas y neógenas entre los salares Tolillar y Hombre Muerto.

El lineamiento península del Hombre Muerto-Cerro Loma Negra es de rumbo NO. Está indicado por la alineación de la península del Hombre Muerto, el pórfido dacítico que aflora en el tramo medio del río de los Patos y por la deflexión hacia el este del borde occidental de los afloramientos del basamento entre la vega Patos y el cerro Gordo. Esta alineación sería previa a los mantos ignimbríticos del cerro Galán; la deflexión de los afloramientos del basamento antes mencionada habría constituido un alto que limitó la extensión de las ignimbritas hacia el NE, la que penetró solamente a través de zona deprimidas como la quebrada de las Juntas o entre el cerro Loma Negra y las nacientes del río de las Cuevas. Allmendinger *et al.* (1982) indicaron que esta estructura se alinea con la de Tafi (provincia de Tucumán) donde muestra movimiento izquierdo, y que sería posterior a las ignimbritas del cerro Galán.

La alineación de los centros volcánicos Galán-Beltrán-Archibarca define otro lineamiento de rumbo noroeste. También en este caso se alinean aparatos volcánicos de diferentes edades (Mioceno - Archibarca y Beltrán o Mojones- y Plioceno -Galán-). Esto indicaría una posible estructura que controló tanto el volcanismo mioceno como el plioceno. Las inmediaciones de la traza de este lineamiento muestran fallas de rumbo NO, discontinuas, en partes aparentemente escalonadas, que afectan tanto a las unidades que integran el Complejo Volcánico Cerro Galán como a su basamento. No se conocen determinaciones cinemáticas para estas fallas.

Alonso y Gutiérrez (1986) señalaron el lineamiento del Hombre Muerto, de rumbo norno-

roeste, el que marca los bordes occidentales del Farrallón Catal y de la península del Hombre Muerto; sobre éste se sitúa el centro volcánico del cerro Hombre Muerto y penetra hacia el sur hasta el cerro Galán (Alonso *et al.*, 1984a).

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. INTRODUCCIÓN

El área analizada abarca un extenso sector del suroeste y noroeste, respectivamente de las provincias de Salta y Catamarca, con contrastadas fisiografías consecuentes con particulares comportamientos morfoestructurales frente a las condiciones climáticas y paleoclimáticas que afectan a sus formaciones petrográficas.

Rasgos fisiográficos

Desde el extremo oriental al opuesto, el paisaje experimenta cambios drásticos, pasando de una amplia depresión fluvial a un vigoroso macizo montañoso que desciende abruptamente a un relieve quebrado, compuesto por alineadas serranías, separadas por expandidos planos aluviales. La unidad montañosa central identificada como Bloque Calchaquí, asume el comportamiento de un cuerpo vertebral que a la vez que relaciona a los ambientes laterales, también les proporciona diferentes características geológicas.

En la Hoja están comprendidas parcialmente las provincias geológicas de Puna y Cordillera Oriental, reunidas a lo largo del prominente alineamiento montañoso que, iniciado en la frontera con Bolivia como sierra de Santa Victoria, se desarrolla hacia el sur y culmina, tras un recorrido de aproximadamente 300 kilómetros, en el cordón Palermo-Luracatao. En el sector SSE irrumpe el extremo septentrional de la sierra de Quilmes, consistente en un potente bloque montañoso, al que, por sus caracteres morfoestructurales, se lo considera el elemento orográfico más noroccidental de la dilatada provincia geológica de Sierras Pampeanas.

El perfil transversal del Bloque Calchaquí muestra una clara asimetría a ambos lados del mismo. Por el este, desde las Cumbres de Brealito el faldeo montañoso, densamente recortado por numerosas quebradas, desciende gradualmente hasta su pie montano, tomando contacto con el amplio valle del río Calchaquí. Este flanco salva un desnivel máximo de 3.500 m, el

que se atenúa en dirección sur. Por el oeste, el flanco montañoso es abrupto, tomando rápido contacto con el generalizado plano basal de la Puna, a esta latitud. Contrariamente al opuesto, aquí el frente montañoso es compacto y sólo unos pocos torrentes descienden por él hasta los bajos planos aluviales inmediatos de la región puneña.

La topografía de la Puna está accidentada por varias formas de relieve que comprenden serranías, cerros, plataformas volcánicas, y depresiones aluvionales. Las primeras se organizan en conjuntos alineados, con rumbo submeridiano que se elevan término medio entre 1.000 y 2.500 metros sobre el piso aluvial. Entre ellas resaltan por el sector ESE las de Aguas Calientes, Hombre Muerto y Ratones; para el sector central el cordón del Gallego y por el borde occidental el extremo austral de la sierra de Calalaste, el más importante elemento orográfico de la Puna, por su extensión y altura.

Ocupan la región tres importantes centros volcánicos, como los cerros Ratones (5.259 m), Mojoneros o Beltrán (5.733 m) y Galán, en modo especial este último que se destaca por su particular configuración y altura (5.912 m). Además de los conos volcánicos, un vasto sector inmediato a los mismos está cubierto por sus productos de deyección, dando origen a una homogénea unidad de relieve.

En cuanto a las depresiones intermontanas de la Puna, consisten en largos y anchos valles rellenados por los derrubios desagregados de las serranías que los delimitan. La más importante de ellas, identificada como Ratones-Hombre Muerto, se ubica en el sector medio superior de la Hoja formando parte de la misma depresión que se extiende hacia el norte de la Puna. En ella están contenidos, entre otros, los salares de Ratones y Hombre Muerto, al norte y sur, respectivamente, del cerro Ratones. Un segundo sector deprimido se halla en el ángulo NO, al oeste del cordón del Gallego, parcialmente interrumpido por el extremo sur de la sierra de Calalaste que separa el salar de Tolillar del salar de Antofalla.

Clima y suelos

La sequedad es el carácter dominante de la región, pero su intensidad crece al oeste del bloque montañoso Calchaquí, el que se constituye en obstáculo casi insalvable a las enrarecidas corrientes húmedas que, desde el este, alcanzan su flanco oriental. Ello se traduce, por el este, en un sistema fluvial

organizado, frente a la práctica desaparición de redes fluviales en el dominio de la Puna.

Mientras las cumbres de Luracatao aún reciben 400 mm de lluvias anuales, al oeste del macizo montañoso la pluviosidad se reduce a 100 mm en el mismo período, con decrecimiento progresivo en la misma dirección, donde existen localidades en las que pueden transcurrir dos o tres años sucesivos sin registros de lluvias. Mientras tanto, para los sectores más occidentales de la Hoja, a juzgar por la casi total desnudez del relieve, se infieren valores entre 10 a 30 mm anuales.

Dos localidades -Cachi, 25° 18' L.S., 2.350 m s.n.m. y el establecimiento minero Tincalayu, 25° 15' L.S., 4.000 m s.n.m.- poseen información meteorológica estadística que permite deducir diferencias climáticas impuestas por el vallado montañoso, pese a que ambas localidades sólo están separadas por 75 kilómetros, pero con una diferencia altimétrica de 1.650 metros.

Cachi, ubicada sobre la margen oriental del río Calchaquí, en el ángulo de influencia con su tributario el río Cachi, dentro de su generalizada sequedad posee un gradiente de humedad anual bajo a moderado, no obstante el largo período anual sin lluvias. Los veranos son templados con lluvias espaciadas que promedian 130 mm anuales. Éstas son de corta duración y el granizo resulta un meteoro frecuente, fundamentalmente en las cumbres y flancos montañosos. Los inviernos, fríos y secos, están acompañados por un alto porcentaje de días con heladas, las que se extienden a la primavera. El viento es un elemento casi constante del clima que hace sentir su influencia más intensa a fines del invierno y principios de la primavera, de procedencia cordillerana, resultando seco y frío. Durante el verano tiene procedencia del N y NE; es cálido y de baja intensidad.

Las cumbres de Luracatao son alimentadas casi exclusivamente de granizo, reemplazando a las lluvias. Persiste como cubierta continua durante el verano y funde gradualmente en invierno frente a la intensa radiación solar.

El comportamiento meteorológico del borde oriental de la Hoja a lo largo del Valle Calchaquí corresponde al tipo climático BH de la clasificación de Koppen (en Geografía de la República Argentina, 1948).

Para Tincalayu, como punto aproximadamente céntrico de la Puna abarcada por la Hoja, le corresponde una temperatura media anual de 7,5°C, con veranos frescos ligeramente húmedos, precipitaciones medias de alrededor de 60 mm al año; no obstante, el gradiente higrométrico del aire resulta muy bajo.

El número de precipitaciones es reducido y el granizo acompaña a las lluvias de tormentas, provocando rápidas caídas de la temperatura. Los inviernos son marcadamente fríos y secos, con temperatura media de 5° C. La mínima absoluta resulta de -29°, pero registros invernales entre -15° y -20° son frecuentes casi todos los años. Por las noches, sin excepción, se registran caídas térmicas no mayores de -10°C, con intensas heladas en la primeras horas de la mañana. Los manantiales, de por sí escasos y pobres, permanecen congelados la mayor parte de los días de la temporada invernal. El desecamiento estacional alcanza valores extremos hasta prácticamente 0% de humedad, coincidiendo con las horas pico de la máxima intensidad del viento, de procedencia cordillerana.

En el invierno al menos una vez nieva, lo que agrega un factor de enfriamiento a algunos días de dicha estación. Las nevadas tienen origen en advenciones de aire frío ingresadas desde el sur del país.

La insolación diurna y las fuertes radiaciones nocturnas provocan marcadas amplitudes térmicas, a valores de los mayores del mundo.

Sobre la base de la elevada altura media de la Puna, baja temperatura promedio anual y reducido volumen de precipitaciones, le cabe a la misma un tipo climático BHW (kw) según Koppen (en Geografía de la República Argentina).

Factores esenciales, como clima desértico y la escasa masa de vegetación de la región, no han favorecido la formación de suelos, aún de moderado desarrollo. A esos efectos se agrega una persistente evolución del relieve frente a las influencias de la movilidad orogénica y a cambios climáticos contrastados.

No obstante esa generalización, en el dominio de la Cordillera Oriental, más precisamente en el dilatado Valle Calchaquí, las condiciones pedogenéticas han sido menos restringidas que en el ambiente de la Puna. En el primero las unidades están referidas a Litosoles, Regosoles y Aluviales, las que ponen en evidencia las características del material parental. Relativo a la Puna, el rigor climático determina la inexistencia de suelos.

Escurrecimiento

A lo largo del bloque montañoso Calchaquí quedan definidos por el este y oeste un drenaje abierto y otro endorreico, respectivamente.

El río Calchaquí escurre a lo largo de la depresión homónima y tributa sus caudales a la cuenca del río Juramento (o Pasaje), a través del río Las Conchas-

Guachipas. La mayor parte de la cuenca está emplazada en el bloque montañoso Calchaquí con cabeceiras que se originan a partir de deshielos ocurridos en los numerosos circos glaciarios ubicados por encima de 4.000 m de altura. En ellos los materiales glaciarios se reestructuraron como modalidad de glaciares de rocas, consistentes en núcleos alargados de hielo amasado con material detrítico y sobre ellos una cubierta pedregosa que reptaba, pero que trasunta su movilidad en las corrugaciones fluyentes de los lóbulos de avance. La macroporosidad de la bloquera de cobertura se constituye en excelente receptora de las precipitaciones sólidas, referidas esencialmente al granizo, las que se incorporan a los núcleos de hielo subyacentes. La fusión del frente del flujo pedregoso es diurna y decrece con el desecamiento estacional del estío, hasta su realimentación con las precipitaciones estivales. La conservación de los cuerpos de hielo se sostiene a una temperatura media anual próxima a 0°C. Estas estructuras descienden por reptación en los primeros tramos de los valles glaciarios abandonados, con extensión no superior a un kilómetro. Esos glaciares de escombros forman singulares estructuras hidrológicas que reciben precipitaciones y regulan su posterior aportación de caudales de fusión (Igarzábal, 1981).

Los ríos Cachi, Luracatao y Angastaco son los afluentes más importantes de esta cuenca, siendo el segundo de ellos el de mayor extensión, con nacientes que asoman sobre el borde de la Puna.

El río Calchaquí se adapta en gran parte de su desarrollo a la extensa depresión tectónica que ocupa el borde oriental de la Hoja. A la altura de la descarga de su afluente el río Angastaco, deja la depresión mediante una pronunciada inflexión hacia el este.

El río Hualfín, en su tramo medio, escurre transversal a la depresión principal. Otro tanto, pero menos definida, es la posición del río Compuel, ambos afluentes del río Angastaco.

En alto porcentaje los segmentos fluviales, de cualquier jerarquía, que componen la cuenca, reflejan un claro control estructural. Esa disposición resulta evidente, en modo especial, en el río Luracatao, adaptado a la extensa fosa tectónica que la conecta con la Calchaquí.

Como lógica consecuencia del bajo volumen de precipitaciones que recibe la región, los valores de densidad y frecuencia de drenaje, son bajos.

En el extremo norte de la sierra de Quilmes tienen nacimiento algunos torrentes, como los de Las Minas y San Marcos, los que descargan sus cauda-

les sobre los extensos planos aluviales que han construido en dirección al río Calchaquí.

Numerosos cursos intermitentes drenan los extensos planos aluviales desarrollados al este de la margen oriental del río Calchaquí, pero sólo el río Tin Tin se destaca sobre el resto por su carácter permanente, pero de reducido caudal.

Cuando se desciende al flanco occidental del bloque Calchaquí, en transición al ambiente de la Puna, el escurrimiento se limita a unos pocos torrentes, como el caso del río Diablillos que descarga sus pobres caudales en el salar homónimo.

En el dominio de la Puna los cursos de moderada extensión, con escurrimiento permanente, son casi inexistentes. Una excepción es el río Los Patos que nace en los flancos norte y oriental del cerro Galán y recorre un trayecto de 60 km hasta descargar en la margen oriental del salar Hombre Muerto. La prominencia de dicho cerro aún le permite recibir las casi agotadas corrientes húmedas que logran flanquear el macizo Calchaquí, a esa latitud, resultando la única fuente de alimentación de dicho curso, el que carece de cursos tributarios en su recorrido. Por el oeste del cerro Galán también se derivan lateralmente cursos con diseño radial (Concha Argolla, Toconquis, Mirihuaca) que orientan su escurrimiento en dirección de las lagunas cercanas a Antofagasta de la Sierra, al sur de la Hoja. Algunos cursos nacidos de esta orografía lo hacen a partir de manantiales termales, con caudales efímeros.

Las aguas temporarias que circulan por los cursos se insumen en los aluviones de las depresiones secundarias y circulan subterráneamente con destino a las cubetas saladas, donde forman acuíferos libres salados.

Procesos morfogenéticos

La Hoja cubre un sector regional dominado por acciones meteóricas mecánicas a cargo de las variaciones térmicas, gelivación y efectos haloclásticos, en lo esencial. Las acentuadas variaciones térmicas diarias y anuales, propias de regiones secas, son responsables de una activa desagregación clástica, que no supera la que tiene a cargo la gelivación (Igarzábal, 1983). Los densos acarros detríticos que cubren los faldeos fueron originados por una intensa actividad criogénica que en la Puna reemplazó a la glaciación pleistocena, localizada sólo puntualmente en las más altas cumbres preexistentes a dicho evento paleoclimático. En las actuales condiciones, el

congelamiento es activo acompañando al rocío en los planos bajos del relieve. En la alta montaña, la crioclastia constituye una actividad efectiva a partir de precipitaciones estivales acompañadas por bruscas caídas térmicas nocturnas. Las pizarras y filitas son las rocas que más sienten el efecto desagregante del hielo.

En los sectores deprimidos de la Puna, el efecto destructivo de las sales adquiere singular agresividad. Los derrames pedregosos acarreados hasta las márgenes de los salares prontamente son reducidos a limos y arenas.

El alto grado de montañsidad del relieve hace del escurrimiento el mecanismo aún conductor de la evolución morfogénica, pese al bajo volumen de precipitaciones que recibe la región. Debe diferenciarse el régimen fluvial a ambos lados del bloque Calchaquí. Por el este, las lluvias aún son suficientes para mantener el escurrimiento permanente del río Calchaquí, aunque con caudales contrastados entre las estaciones extremas. Sólo en la temporada estival, debido al incremento de caudales, las márgenes terrazadas del cauce son ligeramente socavadas; los materiales más finos son tomados en carga y desplazados hacia el sector planizado del río, al este de la Hoja. Por su parte, en el contrafuerte de la Puna, por su baja recepción de precipitaciones, los escasos torrentes que de él se desprenden, carecen de aptitud erosiva significativa.

El viento, pese a su persistencia, no tiene agresividad degradante y, en lo esencial, se limita a poner en suspensión blancos polvaderaes salinos. Los vientos inciden sensiblemente en el enfriamiento y desecamiento del aire, acentuando los tenores de evaporación a valores extremos.

El hidrotermalismo en la Puna, en su fase residual, muestra numerosas manifestaciones de baja entalpía. Para el área analizada, muchas de esas manifestaciones están presentes en las adyacencias o interior del Complejo Volcánico Cerro Galán (Vertientes Aguas Calientes y Las Colchas). Otro tanto ocurre sobre la margen occidental septentrional del salar de Antofalla inmediatas al volcán Tebenquicho (El Hervidero, 70°C), o más al sur, sobre la misma margen, con la bien conocida estructura geysérica de Botijuela (Hoja Antofalla).

4.2. EL RELIEVE

A modo de vigoroso espinazo, el bloque Calchaquí se constituye en elemento morfoestructural de contacto entre la Puna, por el oeste, y el dominio de Cordillera Oriental, por el este.

El estilo de fracturación dominante en la Puna se refleja en su estructuración en cordones y serranías, separadas por extensas y amplias depresiones asimiladas a *bolsones lineales*, orientados en el rumbo submeridiano de extensas fallas regionales (Igarzábal, 1982). Esa configuración es menos expresiva en el área analizada, en modo especial hacia el sur del salar Hombre Muerto, donde la actividad volcánica, por un lado, obliteró buena parte del paisaje preexistente y, por el otro, impuso un modelo singular.

Las características litológicas y estructurales de las serranías dan lugar a diferenciaciones entre ellas. Las asociadas con sedimentitas fuertemente inclinadas generan cumbres accidentadas, densamente recortadas, mientras que aquéllas consistentes en rocas más resistentes, o poco deformadas, presentan culminaciones con perfiles achatados, debido al rebajamiento criogénico.

En el extremo SO de la Hoja la orientación submeridiana de las serranías y depresiones se ve interrumpida por la presencia de la extensa estructura en rift de orientación N-S, a lo largo de la cual se emplaza el salar de Antofalla.

Mientras la totalidad de los salares de la Puna están localizados en las fajas depresivas tectónicas, el del Hombre Muerto interrumpe la continuidad austral del cordón del Gallego y sierra de Ratones. En cambio, en su interior asoma el bajo y corto cordón Catal, de naturaleza tectónica (Igarzábal y Poppi, 1980).

Similar caracterización tectónica afecta al pequeño salar Diablillos, ubicado en el bloque tectónico deprimido sobre el flanco occidental del cordón homónimo (Catalano, 1964b).

El bloque Calchaquí también limita el volcanismo exclusivamente al ámbito de la Puna. Sus mayores expresiones morfológicas en la Hoja están dadas por las estructuras de los volcanes Ratones, Mojones o Beltrán y Galán. De ellos, este último ejerció una notable influencia morfológica por la magnitud de las ignimbritas que ocupan una extensión de aproximadamente 500 km cuadrados. Compone una unidad en plataforma, densamente recortada por el escurrimiento, fundamentalmente a cargo del río Los Patos. Además, el cerro Galán conforma un prototipo de caldera con una prominente muralla periférica que encierra un cuerpo cóncavo, cuya culminación se constituye en una de las mayores elevaciones de la Puna. Por su parte, el cerro Ratones conserva su fisonomía de típico cono volcánico.

Aunque el volcanismo fisural basáltico no conforma un rasgo distintivo del relieve, su dispersión es amplia (Viramonte *et al.*, 1984). Sus expresiones aparecen como delgadas y cortas acumulaciones, puestas de manifiesto como pequeños conos o domos exógenos.

Los salares, como espesos depósitos paleoclimáticos, tienen en el de Hombre Muerto uno de sus máximos exponentes (Igarzábal, 1984). Sobre su borde norte y oriental posee un buen desarrollo de ambiente de playa y hacia su interior culmina en un cuerpo cristalino, predominantemente cloruro-sódico, embebido en una salmuera ricamente mineralizada, de acentuada concentración. Otros salares menos dilatados y voluminosos, como los de Ratones, Diablillos, Tolillar y Antofalla, completan la morfología evaporítica esencial; este último resulta llamativo por su marcada configuración ahusada que responde a un manifiesto control tectónico.

La vinculación entre el pie montañoso y las depresiones endorreicas está a cargo de homogéneos planos de glacis contemporáneos con el desarrollo de los lagos pleistocénicos, en los que tuvieron origen los depósitos evaporíticos cuaternarios.

Con la desaparición de los cuerpos de agua cerrados y consecuente con los efectos neotectónicos, el relieve en glacis perdió funcionalidad y fue afectado por proceso de disección fluvial. Este accionar es responsable de derrames detríticos que invaden los planos bajos, hasta las proximidades de las playas salinas.

Los conos aluviales tuvieron su apogeo sincrónico con la fase criogénica pleistocénica. En general, el formato de los salares refleja la incidencia de los extremos distales de conos sobre las márgenes de los lagos contemporáneos. Algunos de esos conos se destacan por su extensión y marcada pendiente, como los ubicados sobre la margen occidental del salar de Antofalla, en particular, el del río Volcán.

Las descargas de los conos crearon ambientes sublacustres y deltaicos, tal como el desarrollado por el río Los Patos, en su descarga en la cubeta de Hombre Muerto. También estas construcciones aluviales perdieron funcionalidad.

Por el este del bloque Calchaquí el paisaje responde a una diferente caracterización morfológica, respecto de la Puna. Una mayor disponibilidad de humedad, pasada y presente, hizo que el relieve tuviera en el escurrimiento al factor responsable de la intensa disección montañosa y el consecuente relleno de la depresión tectónica que la acompaña para-

lamente. Ello se traduce en una densa red de cursos torrenciales que se entroncan al curso paterno, el río Calchaquí. Tienen nacimiento en las cumbres del extremo sur del cordón de Palermo y su prolongación en la sierra de La Lagunilla. El río Luracatao, emplazado en su extensa depresión tectónica, interrumpe localmente la continuidad del bloque Calchaquí en dirección sur.

Las cabeceras de esos ríos recogen los primeros caudales a partir de núcleos de hielo contenidos en las estructuras criogénicas de glaciares de rocas. Están bien desarrollados en las cabeceras de los ríos Las Cuevas y Las Pailas, ubicados en el lado sur y este, respectivamente, al pie del Nevado de Cachi (24° 56' L.S., 66° 22' L.O., 6.200 m). En ambas cabeceras los circos se mantienen bien conservados, seguidos de valles glaciarios extendidos hasta 4.000 m de altura, acompañados por morenas laterales y de cierre. Entre las estructuras criogénicas funcionales se observan polígonos de piedras, guirnaldas y suelos estriados terrosos.

Más allá de los profusos acarrees detríticos concentrados a lo largo de los torrentes, el rasgo dominante de las altas cumbres consiste en amplios sectores recubiertos de masa clástica generada en procesos criogénicos, estabilizadas precariamente a la morfogénesis actual.

En el pie montañoso los torrentes depositan su carga aluvional construyendo, entonces, una unidad pedemontana que los mismos cursos se encargan de recortar en terraza, al tener que ajustar su conexión al río paterno frente a la progresiva profundización de su cauce debido a recientes reajustes tectónicos. Esa unidad pedemontana, con similares características, tiene continuidad en el pie del flanco norte de la sierra de Quilmes.

Por su margen oriental el Valle Calchaquí es abierto. Está conectado al relieve montañoso mediante dilatados planos de glacis, surcados por múltiples líneas de escurrimiento, con caudales efímeros estacionales. Esos planos, recubiertos de delgado manto detrítico y afectados por suaves pendientes, han sido elaborados en sedimentitas que, en algunos sectores, emergen como elementos morfológicos residuales (montes islas) caso de los afloramientos de sedimentitas de los Grupos Salta y Payogastilla entre el cerro Negro y el cerro Tin Tin.

Aunque estructuralmente la depresión Calchaquí se prolonga hasta el límite austral de la Hoja, su expresión morfológica se modifica a partir del tramo inferior del río Luracatao. En ese sector el río aban-

dona su depresión tectónica, la que se prolonga hacia el sur separada de la depresión principal por un conjunto de cerros alineados (Overo, Rumio, Condorhuasi, Durazno, Cuevas, Colorado) que interrumpen su continuidad. Esa interferencia obligó al río Calchaquí a una inflexión hacia el este, con lo que abandona el valle tectónico y atraviesa en antecedencia el extremo sur de la sierra de La Apacheta, mediante un valle angosto, encajonado. A continuación, fuera de la Hoja, el río Calchaquí ingresa a su tramo distal de planización.

4.3. RIESGOS GEOLÓGICOS

Los riesgos geológicos tienen que ver con la remoción en masa y la sismicidad. Gran parte del área de la Hoja está incluida en la Zona (2) de moderado riesgo sísmico del Instituto Nacional de Prevención Sísmica, pero específicamente la extensa depresión Calchaquí está comprendida en la Zona (3) de elevado riesgo.

Aunque en ninguna de las poblaciones cubiertas por la Hoja existen estaciones de control sísmico, sus habitantes coinciden en señalar la relativa alta frecuencia de ocurrencias del fenómeno. Si bien, en general, se trata de sismos de suave a moderada intensidad, existen antecedentes de algunos episodios destructivos. Entre ellos se destaca el sismo que en el año 1930, con efectos destructivos, se hizo sentir en las localidades de La Poma, Cachi y que, con similares consecuencias, repercutieron en la Puna. Referencias verbales sobre dicho acontecimiento coinciden en señalar que más allá de los efectos destructivos sobre las construcciones en general, se advirtió entonces un imprevisto aumento de caudales en ciertos afluentes del río Calchaquí a partir de la aparición de numerosos manantiales y, en particular, la formación de densos polvadales cubriendo el relieve montañoso. Sin duda, esta última observación debió estar vinculada con desplazamientos masivos de detritos a lo largo de los flancos del Valle Calchaquí, por efectos sísmicos. Adicionalmente los cursos torrenciales que recibieron esas cargas las transformaron en coladas de barro, un mecanismo de por sí frecuente en Cordillera Oriental, en períodos de lluvias.

Otro tanto ocurre con la localidad de Angastaco y más al este, pero fuera de la Hoja, en Cafayate. La susceptibilidad sísmica de la región y en modo especial de esas localidades, se relaciona con el alto grado de tectonismo que afecta a sus formaciones geológicas.

Pero más allá de sus efectos directos, cabe tener presentes los riesgos adicionales, como las avalanchas de detritos desencadenadas por sacudidas sísmicas, en modo especial en áreas montañosas con gran disponibilidad de masa detrítica en precaria estabilidad. Aunque esas características se circunscriben a los altos relieves, los cursos torrenciales que reciben esas cargas tienen posibilidad de convertirlas en coladas de barro.

Circunstancias similares pueden darse en invierno a partir de la fusión del manto nevado que recubre las culminaciones del bloque Calchaquí.

En cuanto al sector de la Puna, el riesgo más calificado podría referirse al volcanismo, pero no se conocen históricamente antecedentes de reactivación de las estructuras volcánicas existentes.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

El escaso conocimiento de las unidades del basamento que afloran en la Hoja Cachi impide precisar aspectos de su evolución. La historia neoproterozoica y eopaleozoica se interpreta de diferentes maneras, con hipótesis que consideran amalgamación de terrenos en el Neoproterozoico (Ramos, 1988; Omarini y Sureda, 1993, 1994; Mon y Hongn, 1996) mientras que otras las asignan al Eopaleozoico, especialmente al Ordovícico (Ramos, 1986; Dalla Salda *et al.*, 1992, 1993).

Sistemas de abanicos submarinos depositaron una espesa secuencia turbidítica (Omarini, 1983; Jezek, 1990) durante el Neoproterozoico y quizá durante el Cámbrico basal en una cuenca de margen pasivo (Formación Puncoviscana). El volcanismo alcalino intercalado en las turbiditas (Coira *et al.*, 1990) sugiere procesos de distensión intracontinental en ese ambiente. Las volcanitas ácidas reconocidas al oeste de Cachi muestran diferencias petrográficas con las indicadas por, entre otros, Omarini y Alonso (1987) y Coira *et al.* (1990), por lo que quizá se originaron en un estadio posterior de la evolución de la cuenca, tal vez relacionadas con el desarrollo de un arco magmático representado por los plutones de la Formación Cachi (Gallisky y Miller, 1989; Toselli, 1992).

Los procesos tectónicos acontecidos en el Neoproterozoico-Eopaleozoico (fase Tilcárca) produjeron el cierre de la cuenca y la compleja estructura del basamento leptometamórfico. La fase Tilcárca habría estado relacionada con la acreción de terrenos pertenecientes al macizo Belén-Arequipa-Antofalla (Omarini y Sureda, 1994) o de

un bloque desmembrado del actual basamento de los Apalaches (Dalla Salda *et al.*, 1992). No es posible precisar qué unidades del basamento son autóctonas o alóctonas. Las posibles suturas separarían las unidades de las Metamorfitas Antofallita, Formación Pachamama, Complejo Metamórfico Río Blanco y Formación Puncoviscana. Se considera que mayores posibilidades de una sutura neoproterozoica existe entre las Metamorfitas Antofallita y la Formación Pachamama y entre ésta y el Complejo Metamórfico Río Blanco. Sin embargo, hasta que no se disponga de estudios de P-T-t no será factible distinguir los posibles terrenos amalgamados en el basamento preordovícico de la región.

En los estados finales de la deformación Tilcárica se intruyeron los granitoides de la Formación Cachi, los que pueden representar las raíces de un arco magmático (Toselli, 1992) al que se vincularían las volcanitas ácidas que se hallan en la margen occidental del valle de las Cuevas. Asociado al magmatismo aumentó el gradiente geotérmico originándose las metamorfitas de la Formación La Paya. A este mismo evento se relacionaría la Tonalita Las Viñas. Durante el Cámbrico-Ordovícico inferior la Cordillera Oriental habría sufrido un proceso de levantamiento, más intenso hacia el sur de Molinos. Durante el Cámbrico superior además ocurrió un fenómeno metamórfico regional detectado en afloramientos del norte de Chile, Puna y Sierras Pampeanas, con temperaturas de aproximadamente de 700-750°C y presiones del orden de 4kb (Lucassen *et al.*, 1996)

Como resultado de la deformación Tilcárica se labró la discontinuidad de primer orden entre el Grupo Mesón (Turner, 1960) y el basamento de muy bajo y bajo grados, bien representada en el tramo norte de la Cordillera Oriental, fuera de los límites de la Hoja Cachi. El depósito en la Cordillera Oriental Septentrional continuó con el Grupo Santa Victoria (Turner, 1960) hasta la fase Guandacol al final del Arenigiano (Salfity *et al.*, 1984a). Mientras en la Cordillera Oriental se desarrollaba la plataforma del Grupo Santa Victoria (Moya, 1988) en la Puna se acumulaban sobre una corteza adelgazada con desarrollo local de un fondo oceánico (Complejo Básico Ojo de Colorados), los sedimentos de la Formación Tolillar (Zappettini *et al.*, 1994; Blasco *et al.*, 1996; Bahlburg *et al.*, 1996). Después de la fase Guandacol la sedimentación quedó restringida a la Puna y a las Sierras Subandinas. En la Puna, se acumularon los espesos depósitos turbidíticos de la Formación Falda Ciénega con participación del

volcanismo que puede interpretarse de diferentes maneras (Koukharsky *et al.*, 1988).

En el borde oriental de la Puna se produjo un intenso episodio magmático sintectónico representado por el Complejo Eruptivo Oire, el que se habría alojado en un sistema regional de cizalla (Hongn, 1994) transpresional (Hongn *et al.*, 1996a) evidenciado por las fajas miloníticas que muestran una amplia diversidad de sus orientaciones y cinemáticas. El levantamiento guandacólico habría sido más intenso en el borde oriental de la Puna austral, donde afloran las fajas miloníticas desarrolladas en ambientes metamórficos de mediano y alto grados. Asimismo, este levantamiento habría favorecido la acumulación de las espesas secuencias turbidíticas con intercalaciones conglomerádicas en una estrecha faja de la Puna (Formación Falda Ciénega). La deformación Oclóyica de fines del Ordovícico cerró la cuenca de la Formación Falda Ciénega, la que se deformó intensamente, generándose una faja anqui-epimetamórfica con plegamiento con clivaje y estructuración en láminas de corrimiento, todo el conjunto con una fuerte vergencia hacia el oeste. Es posible que uno de estos corrimientos corresponda al contacto entre las Formaciones Tolillar y Falda Ciénega. Durante este episodio el basamento del borde oriental de la Puna, más rígido, cabalgó sobre la Formación Falda Ciénega. Los efectos de las fases Guandacol y Oclóyica fueron más suaves hacia el naciente, en las Sierras Subandinas, donde las condiciones de zonas relativamente estables se mantuvieron durante el Ordovícico y la discordancia oclóyica no es tan intensa como en la Puna.

Los procesos que originaron las deformaciones guandacólica y oclóyica se relacionaron con una colisión entre un autóctono representado por el basamento del borde oriental de la Puna, Formación Pachamama y Complejo Metamórfico Río Blanco y un terreno occidental, cuya aloctonía o parautoctonía es discutida. Se interpreta que estos episodios se vincularon con una distensión que atenuó sensiblemente la corteza y posteriormente se produjo la compresión y colisión entre estos bloques anteriormente separados por el proceso de *rifting* o *spreading*, es decir que la colisión fue entre bloques anteriormente acrecionados durante las deformaciones preordovícicas. En tal sentido, cabe mencionar que el acortamiento asociado a la deformación tilcárica fue sensiblemente mayor que el producido durante las fases Guandacol y Oclóyica. Si se comparan niveles epimetamórficos del basa-

mento preordovícico y de las unidades ordovícicas, los primeros registran mayor acortamiento y mayor difusión areal debido a que el Ordovícico intensamente deformado corresponde a una faja estrecha limitada a la Puna (Hongn, 1992; Mon y Hongn, 1996). Estas fases de deformación, Guandacol y Oclóyica, habrían generado una estructura compleja en el borde oriental de la Puna, con láminas de basamento separadas por zonas de alta deformación dúctil, proceso que modificó fuertemente las relaciones preordovícicas del basamento, especialmente en las franjas donde la deformación ocurrió a temperaturas elevadas originándose fajas de milonitas sillimaníticas.

La zona cubierta por la Hoja fue sometida a un extenso hiatus a partir de la fase Oclóyica hasta que la distensión del Cretácico inferior generó el rift donde se depositaron las areniscas y conglomerados rojos del Subgrupo Pigua en la Cordillera Oriental. En el área cubierta por la Hoja los depósitos sinrift no muestran intercalaciones volcánicas, las que aparecen hacia el naciente (Galliski y Viramonte, 1988; Crivelli, 1995) indicando la zona de mayor adelgazamiento cortical. A la etapa de subsidencia mecánica continuó la de subsidencia térmica, originándose las cuencas de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara, donde se depositaron secuencias continentales fluviales, eólicas y lacustres con períodos de intrusiones marinas someras. Los depósitos postrift de la cuenca del Grupo Salta se acumularon entre el Cretácico superior (Maastrichtiano) y el Eoceno (Mustersense) (Salfity y Marquillas, 1994).

No se conocen registros del Grupo Salta en la porción puneña cubierta por la Hoja, la que para este tiempo formaba parte del Arco Traspampeano, alto regional que controló el borde sudoccidental de la cuenca del Grupo Salta (Salfity y Marquillas, 1994). Mientras se colmataba la cuenca postrift en la Cordillera Oriental durante el Paleoceno-Eoceno, en la Puna se desarrollaban planicies aluviales en un clima húmedo (Formación Geste) en cuencas sinorogénicas de antepaís asociadas a las primeras manifestaciones de la compresión andina en la región. La primera inversión de la cuenca del Grupo Salta ocurrió durante el Eoceno en la Cordillera Oriental. Los primeros depósitos sinorogénicos en los Valles Calchaquíes pertenecerían a la Formación Luracatao en el caso de que ésta no corresponda a facies de borde de cuenca del Subgrupo Santa Bárbara y a la Formación Quebrada de los Colorados, con los que se inició el depósito del Grupo

Payogastilla (Díaz y Malizzia, 1983; Grier y Dalmeyer, 1990).

Durante el Mioceno tuvo lugar el acortamiento principal que produjo el levantamiento y engrosamiento de la Puna contemporáneamente con el desarrollo del arco magmático (Jordan y Alonso, 1987) representado por las volcanitas de la Formación Tebenquicho, que se estableció aproximadamente en la misma posición que ocupa en la actualidad, con manifestaciones apartadas del eje magmático principal representadas por los volcanes de los cerros Mojones o Beltrán y Hombre Muerto, y con la intrusión de los cuerpos subvolcánicos (Formación Inca Viejo) a los que se asocian potenciales mineralizaciones como Diablillos. Como consecuencia de estos cambios se modificaron fuertemente las condiciones climáticas en la Puna, que pasa a un régimen árido con cuencas cerradas, depositándose secuencias con intercalaciones evaporíticas (sal, yeso y boratos) y registros del intenso volcanismo que imperaba en la región, representado por las intercalaciones ignimbríticas y de tobas que muestran las Formaciones Catal y Sijes. Los depósitos de boratos que constituyen una de las principales fuentes de recursos económicos de la región se acumularon durante el Mioceno superior, en ambientes de lagos salinos con una fuerte influencia volcánica.

Las relaciones entre la tectónica y la sedimentación están registradas con mejor definición para esta época, desarrollándose un sistema de cuencas de antepaís. Es así que mientras en la cuenca extendida entre los salares de Tolillar, Arizaro y Antofalla se depositaban los conglomerados de la Formación Batín provenientes de los frentes de corrimientos miocenos que definían un relieve estructural con láminas de la Formación Geste y de la Sedimentita Vizcachera, pocos kilómetros al naciente se acumulaban las secuencias clásticas con intercalaciones volcánicas (tobas e ignimbritas) de la Formación Catal. Más al este, en los Valles Calchaquíes, dominaban las planicies aluviales y sistemas fluviales con intercalaciones menores de tobas e ignimbritas que constituían las manifestaciones distales del arco magmático. También allí existía una estrecha relación entre el depósito y la migración de los frentes orogénicos, generándose discordancias locales como la existente entre las Formaciones Quebrada de los Colorados y

Angastaco y la Ignimbrita Pucarilla en el extremo austral de los valles de Pucará y Hualfín.

A fines del Mioceno e inicios del Plioceno ocurrió una época de relativa calma tectónica en la región debido al escaso registro de depósitos sedimentarios pliocenos en la Puna. En la Cordillera Oriental, el Grupo Payogastilla terminaba su depósito con la Formación Palo Pintado. La actividad volcánica estaba restringida al cerro Ratonés, donde se originaba un estrato volcán principalmente andesítico.

A fines del Plioceno se produjo la extrusión de un cuantioso volumen de ignimbritas y el consiguiente colapso de la cámara magmática constituyó una de las calderas más importantes de los Andes (Cerro Galán). Durante este tiempo se reactivó la compresión (fase Diaguita) y se definieron los principales rasgos del relieve actual. A partir de los frentes orogénicos reactivados se formaron los extensos depósitos de pie de monte. En la Puna se definieron las cuencas cerradas ocupadas actualmente por los salares, mientras que en la Cordillera Oriental los corrimientos continuaban progresando y cortaban a los depósitos originados durante el Pleistoceno. Las condiciones de mayor humedad imperantes en la Cordillera Oriental favorecían el desarrollo de un sistema de escurrimiento que drenaba hacia el sur a través del valle Calchaquí. En las zonas de mayor altura (más de 5.000 m s.n.m) y con niveles de humedad adecuados existían condiciones propicias para el desarrollo de glaciares, representados por los depósitos morrénicos que se distinguen sobre el faldeo sur del Cerro Libertador General San Martín (Nevado de Cachi).

Variaciones en la velocidad y en el ángulo de subducción de la placa de Nazca generaron cambios en la cinemática de la deformación, con compresión y extensión subhorizontal a partir de este tiempo (Marrett, 1990). Las fallas con desplazamiento de rumbo fueron comunes en la Puna, sobre las cuales ocurrieron centros monogénicos y derrames fisurales de basaltos (Formación Incahuasi) muchos de ellos relacionados con regímenes locales de transtensión que originaron zonas de *pull-apart* (Marrett, 1990).

Durante el Holoceno se produjo la degradación del relieve principalmente definido en el Pleistoceno bajo y la consecuente acumulación de depósitos que constituyen el pie de monte de los cordones montañosos más importantes. En la Puna continuó el relleno de las cuencas cerradas ocupadas por evaporitas.

6. HIDROGEOLOGÍA

Geológicamente, la Hoja Cachi abarca dos provincias: Puna y Cordillera Oriental (Subprovincia de las Cumbres Calchaquíes), cubriendo la primera de ellas aproximadamente el 70 % de la superficie estudiada.

Las cumbres de Luracatao, el cordón de los Cerros Leones y la sierra de Vázquez, conforman la línea divisoria de agua que determina un escurrimiento regional endorreico hacia el oeste y exorreico hacia el oriente.

El límite entre ambas provincias geológicas, coincidente en muchos sectores con la divisoria de agua principal, también permite diferenciar dos ambientes con características climáticas, morfológicas e hidrogeológicas distintivas. Siguiendo este criterio, se ha dividido a la Hoja en dos regiones: a) Región de los Valles Calchaquíes y b) Región de la Puna Austral.

En base a los antecedentes disponibles se describe su hidrogeología.

6.1. REGIÓN DE LOS VALLES CALCHAQUÍES

Características generales

Las masas de aire húmedo provenientes del anticiclón del Atlántico sur, descargan toda su humedad en el flanco oriental del sistema montañoso que limita los Valles Calchaquíes por el este. Los vientos ingresan, por esta razón, desprovistos de humedad, determinando un clima seco templado a frío. En general, las temperaturas son moderadas en el verano y bajas en el invierno. Las precipitaciones oscilan entre los 140 mm anuales en el sector norte de los valles y los 200 mm en la parte sudeste de la depresión intermontana. El 85 % de las lluvias acontecen entre noviembre y marzo, coincidiendo con el período de máximas temperaturas, por lo que se produce una importante componente de evapotranspiración. Las precipitaciones tienen una marcada asimetría, la mayor parte de ellas ocurre en las laderas occidentales (Bianchi, 1982).

Fisiográficamente, los valles se caracterizan por la alineación paralela a subparalela de las cadenas montañosas, con orientación general meridiana a submeridiana, que delimitan elongadas y estrechas depresiones intermontanas, por donde escurren los cursos fluviales principales.

Los Valles Calchaquíes, en el área de la Hoja Cachi, están drenados por el río Calchaquí, colector principal de la región, con más de 105 km de recorrido dentro de la Hoja. Este curso fluvial, con 220 km de longitud total, tiene sus nacientes al sudeste del Nevado de Acay y escurre con sentido regional norte-sur hasta su confluencia con el río Santa María (ambos extremos fuera del área tratada).

El tramo superior del río Calchaquí, desde sus nacientes hasta la localidad de Payogasta, se caracteriza por el marcado contraste entre las vertientes oriental y occidental, presentando la última una densidad de drenaje mayor, con desarrollo de cursos de agua permanentes que escurren preferencialmente en dirección oeste-este (ríos Blanco, Salado y Palermo). En el borde norte de la Hoja, los afluentes de la margen oriental que desembocan en el colector principal antes de la localidad de Payogasta, como el río Blanco (de los Cerrillos) y arroyos Segundo, Seco, Valdéz, tienen una importante zona de recarga en Potrero de Payogasta, Campo Belgrano, Piul, entre otros.

En el sector medio, desarrollado entre las localidades de Payogasta y Angastaco, la vertiente oriental del valle presenta una mayor densidad de drenaje si se la compara con el tramo anterior (ríos Tín Tín, Totorá y Grande entre otros). Sin embargo, es de la ladera occidental de donde provienen los cursos más importantes y caudalosos. Estos son: el río Cachi, con sus nacientes en el nevado homónimo; el río Luracatao, con dirección de escurrimiento norte-sur y posteriormente noroeste-sudeste y con aportes de afluentes de la margen derecha que bajan de la cumbre del Luracatao, confluye en la latitud de la localidad de Molinos, con el río Humanao que fluye de sudoeste a nordeste (ambos forman el río Molinos que entrega sus caudales al río Calchaquí); el río Angastaco con dirección de escurrimiento regional sudoeste-nordeste, recibe los aportes de los ríos Hualfín, Compuel y Guasamayo, que drena la ladera oriental de la sierra de Vázquez y Abra del Tolar y entrega sus caudales al curso principal a la latitud del pueblo de Angastaco.

En la localidad de Angastaco, el río Calchaquí cambia bruscamente su rumbo meridiano para escurrir hacia el este, disectando, a través de 15 kilómetros, una potente secuencia sedimentaria de edad terciaria (sierra de la Apacheta). Luego, retomando su rumbo general norte-sur y hasta su confluencia con el río Santa María (fuera de la Hoja), escurre por un valle más amplio que en los tramos superior y medio.

Hidroestratigrafía

Las formaciones que afloran en la región, han sido agrupadas en función de su permeabilidad relativa, estimada en base a sus características litológicas y estructurales. En función de ello, se reconocieron cinco grupos.

I. Grupo de permeabilidad baja

Está conformado por rocas que por su naturaleza compacta o litología predominantemente pelítica, son de muy baja permeabilidad; por ello la infiltración, si ocurre, es muy pobre. En este tipo de unidades, el agua subterránea puede circular en forma restringida por fisuras, grietas, diaclasas y fallas. Son rocas que poseen escasas perspectivas de ser explotadas económicamente, aunque localmente pueden dar lugar a pequeños manantiales. Se incluye dentro de este grupo a la Formación Puncoviscana, Formación Cachi, Formación La Paya, Tonalita Las Viñas, Complejo Eruptivo Oire, Granito La Angostura, Granito Pucará y Granito Alto del Cajón.

II. Grupo de permeabilidad baja a media

Está integrado por los escasos afloramientos neógenos de la Ignimbrita Pucarilla y la Formación Palo Pintado con importante participación de pelitas.

III. Grupo de permeabilidad media a baja

Lo componen los Subgrupos Pirgua y Balbuena. El Subgrupo Pirgua y la Formación Lecho, por sus características litológicas, presentan una permeabilidad media. La Formación Yacoraite, es considerada de baja permeabilidad, a excepción de que se encuentre fracturada, lo que puede generarle una permeabilidad secundaria.

IV. Grupo de permeabilidad media a alta

De acuerdo con las características litológicas, pueden comportarse como potenciales acuíferos. Las sedimentitas que conforman el Grupo Payogastilla (Formaciones Quebrada de los Colorados, Angastaco y San Felipe), excepto la Formación Palo Pintado, deben ser consideradas como uno de los principales objetivos para una futura exploración y explotación de aguas subterráneas.

V. Grupo de permeabilidad alta

Está compuesto por sedimentos cuaternarios aluviales, coluviales, terrazados y de deslizamiento, poco consolidados e inconsolidados de distinta granulometría, que se disponen en forma discordante sobre unidades más antiguas. Por sus características litológicas son depósitos de alta porosidad y permeabilidad primaria y constituyen reservorios de agua subterránea. Se encuentran ampliamente representados, rellenando el valle del río Calchaquí y de los principales tributarios.

Caracterización hidrogeológica

La mayor parte de la superficie de esta región está cubierta por afloramientos de rocas Precámbricas y Paleozoicas, generalmente de muy baja permeabilidad o impermeables, por lo que las perspectivas hidrogeológicas son escasas y vinculadas principalmente a zonas de fracturación y diaclasamiento. Los depósitos modernos que rellenan los valles de los ríos Calchaquí, Luracatao, Angastaco y otros tributarios mayores, conforman los reservorios más significativos y los únicos plausibles de ser explotados económicamente.

A pesar de no existir antecedentes que permitan conocer la dirección de la circulación subterránea, es posible suponer que en los sedimentos cuaternarios ubicados en un área cercana al río Calchaquí, el flujo debe tener una dirección de escurrimiento paralela a éste. Este esquema puede ser extrapolado a los principales afluentes, tales como ríos Luracatao, Tacuil, Cachi, Angastaco, etc., con flujos cilíndricos y transversales al valle del río Calchaquí.

Regionalmente, el valle fluvial del río Calchaquí puede tratarse como una unidad, hasta la confluencia con el río Santa María. Dentro de ella es posible distinguir cuatro sectores, de los cuales la Hoja Cachi comprende los sectores b y c.

a) Cabecera de cuenca hasta Payogasta

La mayor parte de este sector está hacia el norte, fuera de los límites de la Hoja. El valle es muy angosto (de 4 a 8 km), predominan los afloramientos de rocas terciarias y está flanqueado por bloques elevados precámbricos a través de dos fracturas bien definidas. La circulación hídrica subterránea principal se realiza a través de los escasos y poco potentes depósitos cuaternarios.

El acuífero libre que descarga sus aguas en forma de manantiales en los afluentes de la margen

izquierda del río Calchaquí (río Blanco y arroyos Segundo, Valdez y Tajamar), tiene su recarga en la zona de Potrero de Payogasta, Punta del Agua, Belgrano y Piul. El manantial del Paraje Buena Vista (4 km al norte de Payogasta) tiene un caudal permanente de 18 m³/h (Fuertes, 1980).

Un pozo excavado hasta la profundidad de 13 m en la escuela de Buena Vista y que constató el nivel estático en 11,70 m produjo un caudal específico de 37,1 m³/h/m, poniendo de manifiesto las excelentes condiciones hidrogeológicas de la zona (Soler, 1996).

b) Payogasta-Angastaco

Los depósitos cuaternarios que rellenan la fosa tectónica por donde escurre el río Calchaquí, poseen en este sector una importante expresión areal. La recarga principal de los acuíferos, además de la aportada por este curso, proviene de los tributarios del oeste. Este hecho puede verificarse, pues todos los ríos menores y arroyos se insumen al ingresar al valle, salvo el río Molinos, que por tener caudales más importantes puede unirse al río Calchaquí.

Los pozos perforados a escasa profundidad (hasta 30 m) en Cachi, en un acuífero libre a semiconfinado e interconectado con los sedimentos del subálveo del río Calchaquí, tienen caudales específicos promedio de 5 m³/h/m (D.G.O.S., 1994).

El pozo del paraje El Colte, 10 km al norte de Seclantás (García y Baudino 1994), entregó un caudal específico de 20,8 m³/h/m, con niveles estático y dinámico en 12,6 y 14,09 m respectivamente. Produce de un acuífero libre a semiconfinado y constató basamento a 41 metros de profundidad. La conductividad eléctrica del agua de producción fue de 780 µS/cm.

La confluencia de los ríos Luracatao y Humanao conforman el río Molinos que es uno de los principales afluentes del río Calchaquí. Los pozos perforados en la localidad de Molinos han brindado caudales de 35 m³/h con profundidades promedio de 55 m sin alcanzar basamento. El acuífero libre de la cuenca Molinos tiene un umbral impermeable al este de la población homónima, creando una zona de mal drenaje y salinización.

c) Angastaco-San Rafael

Las potentes sedimentitas terciarias aflorantes en el sector, constituyen una barrera impermeable a los filetes líquidos subsuperficiales provenientes del

norte por el álveo del río Calchaquí. Estructuralmente, en esta zona se observa un sinclinal y anticlinal fallados, que el río disecta, lo que provoca el ascenso del nivel freático y el consiguiente aumento de las reservas del recurso subterráneo aguas arriba de este control estructural.

Un hecho singular es el acuífero artificial, generado por los depósitos arenosos contenidos por el Dique Los Sauces, ubicado en el borde de la Hoja, antes de la confluencia de el río Las Viñas. Las perforaciones realizadas en este reservorio, brindaron excelentes caudales específicos.

d) San Rafael-confluencia con el río Santa María

Si bien este sector se encuentra fuera de la Hoja Cachi, se expresan algunos conceptos para finalizar el marco general de esta clasificación. En este tramo, el valle del río Calchaquí, comienza a ensancharse, principalmente a partir del paraje Los Sauces.

En el tramo final del río Calchaquí, en la localidad de Las Conchas, se desarrollan áreas de manantiales por ascenso del nivel freático. También en esta zona de confluencia de los ríos Santa María y Calchaquí, se observa una divagación de este último curso, que ha dejado una serie de paleocauces. En la localidad de Las Conchas, se ha determinado por métodos geofísicos, un espesor de sedimentos modernos de hasta 130 metros (Fuentes, 1993).

La potencialidad hidrogeológica del reservorio del valle del río Calchaquí es tan importante, que hasta la actualidad, en aquellas localidades donde no es posible el aprovechamiento del agua superficial, solamente se obtiene agua subterránea en cantidades importantes a través de perforaciones realizadas en el valle del curso fluvial o en las numerosas terrazas presentes en la fosa.

Hidroquímica

Los ríos de la región evidencian el efecto de las precipitaciones estivales, que aumentan su caudal y contenido de material de arrastre y suspensión, a la vez que disminuyen en forma sensible el porcentaje de sales disueltas. Así, por ejemplo, el río Calchaquí durante la época estival transporta una gran cantidad de material en suspensión, que en algunos casos llega a impedir su utilización para fines de riego porque provoca la impermeabilización de los suelos. En la generalidad de los casos, la dureza total del agua superficial es baja y estacionalmente (en el verano) también lo es el tenor de cloruros.

El agua subterránea, presenta una calidad físico-química aceptable a buena para el consumo humano. Posee un residuo seco moderado, promedio de 500 mg/l. Entre las localidades de Angastaco y San Carlos, se observan valores moderados a altos en la conductividad eléctrica, hasta 1200 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En cuanto a la dureza, desde Angastaco al norte, las aguas son duras a medianamente duras, mientras que hacia el sur son blandas. Es notable apreciar que de los legajos de análisis físico-químicos de pozos consultados, en el 90% de los casos se nota presencia de materia orgánica y en el 40% se han detectado nitritos.

6.2. REGIÓN DE LA PUNA AUSTRAL

Características generales

La caracterización hidrogeológica de esta enorme región se realiza en base a información muy fragmentaria, lo cual implica que las consideraciones deben ser tomadas como tentativas.

En términos regionales, el clima de la Puna puede clasificarse como subtropical árido, con intenso carácter continental, alcanzando a poseer condiciones de clima desértico.

Las escasas precipitaciones que ocurren en la región proceden del este. Están originadas por el ingreso de masas de aire atlánticas provenientes de las zonas tropicales y que descargan su humedad sobre las barreras orográficas dispuestas submeridianamente y localizadas al oriente de esta región. Estas barreras, conformadas por las Sierras Subandinas, y la Cordillera Oriental, condicionan de tal forma a los vientos portadores de humedad, que cuando éstos las sobrepasan, únicamente se producen precipitaciones muy escasas (*rain shadow desert*), alcanzando un valor promedio anual de 50 milímetros. Los únicos valores registrados cercanos a la Hoja Cachi son: al norte, Salar de Pocitos con 39 mm y al sur, Antofagasta de la Sierra con 105 mm (Bianchi, 1982).

Estas mismas barreras, hacia el norte, se hacen menos efectivas por la progresiva disminución de altura y permiten una precipitación mayor en el ámbito puneño. Es por ello que la Puna jujeña es más húmeda (200 a 300 mm anuales) que la Puna salto-catamarqueña.

La Puna se caracteriza por ser una altiplanicie con cordones montañosos de orientación meridiana a submeridiana, de alturas moderadas, (1.000 m sobre

el nivel del piso de los valles) que encierran entre sí amplias depresiones. La presencia de aparatos volcánicos, como el cerro Galán, y sus productos le imprimen a ésta región una singular particularidad.

Hidrográficamente, la Puna Austral se distingue por presentar un avenamiento en numerosas cuencas endorreicas. Generalmente en el depocentro de estas cuencas se emplaza una laguna, un salar o una salina. El escurrimiento superficial de esta región está caracterizado por una baja densidad de drenaje y un alto porcentaje de cursos de régimen temporario, pudiéndose reconocer unos pocos ríos de importancia (ríos de Los Patos, Diablillos y Punilla).

Las cuencas endorreicas de norte a sur y de oeste a este son: Antofalla, Tolillar, Tolar Chico, Ratonnes, Diablillos, laguna Caro, Hombre Muerto, Antofagasta de la Sierra, laguna Diamante y vega Galán.

Hidroestratigrafía

Las formaciones que afloran en la región han sido agrupadas según su grado de su permeabilidad relativa, estimada en base a sus características litológicas y estructurales. En función de ello se reconocieron tres grupos:

I. Grupo de permeabilidad baja

De amplia distribución en la región, está integrado por afloramientos de rocas precámbricas, paleozoicas y cenozoicas. Este grupo puede dividirse en dos subgrupos:

a) Representado por rocas precámbricas y paleozoicas, que por su naturaleza compacta son de muy baja permeabilidad; por ello la infiltración, si ocurre, es muy pobre. En este tipo de unidades, el agua subterránea puede circular en forma restringida a través de fisuras, grietas, diaclasas y fallas. Poseen escasas perspectivas de ser explotadas económicamente. Localmente, pueden dar lugar a pequeños manantiales o vegas.

b) Este subgrupo está constituido por las efusiones volcánicas terciarias y cuaternarias, principalmente dacitas y basaltos. Estos cuerpos, cuando tienen poco espesor, generalmente se encuentran fracturados, por lo que es posible que ocurra la infiltración y circulación de agua subterránea. Cuando la potencia de estas coladas es mayor (30 a 50 metros), se observa una disminución en la fracturación, por lo que la permeabilidad es menor aún.

II. Grupo de permeabilidad baja a media

Está formado por una potente secuencia de sedimentitas continentales (Sedimentita Vizcachera, Formaciones Geste, Catal, Batín y Sijes) y marinas (Formación Falda Ciénega), con importante distribución areal en la región. De acuerdo con sus características texturales, se reconocen dos subgrupos:

a) Representado por las Formaciones Geste, Catal y Batín y por los niveles clásticos no pelíticos de la Sedimentita Vizcachera. Estas unidades se caracterizan por tener una permeabilidad primaria relativamente alta (conglomerados y areniscas). Pueden permitir una rápida captación de las aguas de lluvia y deshielo y la circulación del fluido a través de sus poros.

b) Incluye a la Formación Sijes, niveles de la Sedimentita Vizcachera y a la Formación Falda Ciénega, que en conjunto presentan una permeabilidad menor que el subgrupo anterior. Están compuestas principalmente por pelitas e intercalaciones volcánicas y evaporíticas.

III. Grupo de permeabilidad media a alta

Lo conforman sedimentos cuaternarios aluviales y coluviales, poco consolidados e inconsolidados, de distinta granulometría, que se disponen discordantemente sobre unidades más antiguas. Por sus particularidades litológicas, son depósitos de mediana a alta porosidad y permeabilidad y constituyen los principales reservorios de agua subterránea de la región. Generalmente, forman depósitos terrazados y pedemontanos donde es característico encontrar altos valores de permeabilidad en la zona apical, mientras que hacia las zonas distales, ésta disminuye progresivamente.

Caracterización hidrogeológica

Las escasas precipitaciones y elevados valores de evaporación son indicativos de que en la Puna existe un elevado déficit hídrico durante la mayor parte del año. Si bien esta situación condiciona en forma extrema la recarga de los embalses subterráneos, existen en muchos sectores de esta región sistemas acuíferos que albergan un volumen importante de recursos hídricos.

La existencia de precipitaciones sólidas (graniizo y nieve), que hasta la actualidad no han sido debidamente cuantificadas, son una fuente alternativa de recarga a través de los ciclos de deshielo que

ocurren diariamente. Este proceso, seguramente permite explicar la presencia, tanto de agua superficial como subterránea, en sectores que por su extrema aridez no deberían tener recursos de agua. La ciclicidad de este fenómeno, origina cursos de agua de régimen permanente.

Estos cursos permanentes, al ingresar a las zonas de pie de monte, donde se localizan cuerpos sedimentarios texturalmente gruesos, pierden caudal progresivamente, llegando a desaparecer debido a la alta componente de infiltración. En general, en estas zonas los cursos fluviales tienen un comportamiento influente y constituyen la zona de recarga principal de los acuíferos.

La fisiografía de la Puna está caracterizada por la presencia de bolsones, que reciben el drenaje del área serrana, cuya superficie es en la generalidad de los casos, muchas veces superior a la de la depresión misma. La potencialidad de los reservorios, debido a que su recarga depende fundamentalmente del escurrimiento superficial, está directamente vinculada a la magnitud de la cuenca drenada por los cursos fluviales que aportan a cada sistema.

En la zona serrana, el flujo subterráneo está vinculado al propio álveo del río y en algunos casos a manantiales hidrotermales. Debido a la intensa meteorización física y tectonismo, no se debe descartar la capacidad secundaria para almacenar agua que puede tener la zona más superficial de las rocas que conforman el basamento. Esta última situación queda demostrada por las numerosas vegas (manantiales) que se observan en la región.

La gran mayoría de las depresiones intermontanas de la Puna, es alimentada por agua subterránea. Los depósitos aluviales adosados a éstas, obrarían como reguladores de la recarga. En la zona distal de éstos cuerpos, y coincidiendo con la parte más deprimida de las cuencas, se encuentran en la generalidad de los casos, salares y salinas, producto de la intensa evaporación favorecida por la cercanía del nivel freático a la superficie. En los bordes de estas depresiones, se ha visto una estratificación del agua subterránea, pudiéndose diferenciar una zona de interdigitación de agua dulce-agua salada (García *et al.*, 1987).

Si bien no existe suficiente información sobre el comportamiento regional del agua subterránea, a partir de los escasos pozos de agua, perforaciones con objetivos mineros y laboreos, puede expresarse que la dirección de flujo debe coincidir con el escurrimiento superficial.

Existen balances hidrogeológicos tentativos, en las cuencas de Antofalla y laguna Diamante-cerro Galán, donde para arribar a un modelo de circulación hídrica y cálculo de recarga aproximados se realizaron ciertas consideraciones en virtud de observaciones de campo.

La cuenca endorreica de Antofalla tiene una elongación submeridiana de aproximadamente 150 km por 40 km de ancho. En la Hoja Cachi, tan sólo está representado su extremo norte. La enorme recepción de esta cuenca y su carácter centrípeto condicionan una significativa recarga. El basamento impermeable de la circulación principal, es asignado a granitos y metamorfitas paleozoicas, que estructuralmente están afectados por una falla regional submeridiana, con labio alto al este, que en superficie constituye el borde oriental del salar y posiblemente de la circulación hídrica subterránea.

La cuenca endorreica de Laguna Diamante (26° de latitud sur, 67° de longitud oeste) ubicada entre los cerros Toconquis y el cerro Galán, de 462 km² de superficie, posee un balance hidrogeológico tentativo. En base a la precipitación registrada en la localidad de Antofagasta de la Sierra (ubicada 50 km al oeste-suroeste) de 105 mm/año, sumado a un valor estimado correspondiente a la importante agua de fusión de nieve y granizo y a un coeficiente de evaporación de 0,6 de la precipitación líquida, el volumen de recarga de la cuenca fue estimado en 58 hm³/año.

Generalizando, desde el punto de vista hidrogeológico se puede sintetizar las siguientes consideraciones:

- Las cuencas hidrogeológicas o estructuras subterráneas que pueden almacenar reservas de agua no necesariamente son coincidentes con las cuencas hidrográficas de carácter centrípeto, cuyo epicentro es un salar, salina o laguna.
- Las precipitaciones son breves y generalmente experimentan crecidas inmediatas (avenidas de agua) que circulan en un primer instante por cauces poco marcados y de corto recorrido y luego se infiltran en los sedimentos permeables de los abanicos aluviales.
- El derretimiento de las zonas nevadas, las precipitaciones nivales (mayo-agosto), las granizadas ocurridas en los meses de marzo/mayo y septiembre/octubre, el proceso hielo-deshielo diario dado por las amplitudes térmicas y las circulaciones superficiales por debajo de capas

de hielo de varios centímetros de espesor implican un aporte importante al proceso de infiltración.

- El volumen de agua infiltrado, se estima en un valor del 40% de las precipitaciones líquidas. Esto compensaría el efecto producido en esta componente por las precipitaciones sólidas no ponderadas.

Otra importante característica de la región son las manifestaciones hidrotermales. El origen de este fenómeno se relaciona a la actividad volcánica póstuma del arco cuaternario instalado en la Cordillera Principal (Ferretti, 1995).

En el sector noroeste de la Hoja, en el borde occidental del extremo norte del Salar de Antofalla, existe la vega de Agua Caliente o El Hervidero con una temperatura de 57°, pH: 6,4 y una conductividad de 4.560 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (a 25°C). Aproximadamente 7 km al norte se presenta la vega Antofallita de 20°, pH: 7,3 y una conductividad de 322 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Las distintas características de estas dos manifestaciones, hace suponer diferentes proporciones en la mezcla agua termal-agua gravífica.

Estos ascensos hidrotermales son explicados a través de fracturas observadas en el área y que se pondrían en contacto con agua gravífica que percola por el borde occidental del salar principalmente por las sedimentitas terciarias con buzamiento regional al este. Los caudales promedio de los manantiales de la cuenca hidrogeológica Antofalla (algunos ubicados fuera de la Hoja Cachi) son de 2 a 4 m^3/minuto .

La cuenca endorreica más importante del área la constituye el salar del Hombre Muerto cuyo extremo sur tiene una alimentación termal que origina el río Aguas Calientes. Los manantiales más representativos tienen temperaturas entre 56° a 60° C; pH promedio 6,6 y conductividad eléctrica entre 1.800 y 2.400 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Esta cuenca actualmente tiene una importante extracción del recurso hídrico subterráneo a raíz de explotaciones mineras.

Otras manifestaciones termales, ubicadas en la cuenca laguna Diamante, al sur de la Hoja, tienen las siguientes características: temperaturas hasta los 85°C, pH entre 6,9 a 7,3 y una conductividad promedio de 4.750 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Hidroquímica

Los datos físico-químicos de esta región son muy escasos, existiendo solamente análisis de muestras aisladas.

En la generalidad de los casos, el agua superficial presenta problemas de mineralización. Suelen ser aguas principalmente de tipo cloruradas sódicas y en menor proporción bicarbonatadas sódicas con contenidos salinos medios a elevados. En muchos casos los cursos fluviales reciben aportes de aguas termales y escurren sobre cuerpos mineralizados e incorporan elementos químicos que deterioran la calidad del recurso superficial.

Dada la textura de los suelos y de los sedimentos infrayacentes, las características físico-químicas del agua subterránea son similares a la del agua superficial que recarga los acuíferos. El deterioro de la calidad del agua subterránea se incrementa rápidamente con el tiempo de permanencia.

Desde el punto de vista geoquímico, las aguas termales tienen composición química variable, con rangos de temperatura entre 30° y 80° C. Las salinidades por lo general, son altas (> de 2.000 mg/l de sólidos totales disueltos). La presencia de arsénico y boro es una constante en la composición de las aguas (Moya Ruiz, en preparación).

Son aguas alcali-cloruradas a bicarbonatadas con diferente grado de dilución por mezcla con aguas de circulación superficial y subterránea no termales. A partir de sus composiciones isotópicas, en la mayoría de los casos se verifica un origen de circulación de aguas meteóricas en profundidad por zonas de gradiente geotérmico anómalo.

Las fuentes termales de la Puna fueron en el pasado geológico reciente y constituyen actualmente, la principal fuente de aporte de salinidad a las cuencas para la formación de evaporitas.

7. RECURSOS MINERALES

En la comarca se encuentran manifestaciones minerales de diversos tipos, características y orígenes. Por su magnitud se destaca la operación minera de Tincalayu, donde se extraen boratos fósiles, que cuenta con la cantera a cielo abierto con acceso en espiral más grande del país. Es interesante la potencialidad de los boratos recientes de la superficie de los salares de Ratones, de Diablillos y del Hombre Muerto. Relacionado a la cuenca endorreica de este último, se debe mencionar el proyecto para la explotación de litio a partir de las salmueras que saturan el subsuelo del salar, a la fecha en inicio de explotación.

También tienen potencial importancia los proyectos Diablillos e Inca Viejo, depósitos subvolcánicos epitermales con posibilidades de oro y cobre, ambos

en etapa de exploración, particularmente el primero que cuenta con más de 5.000.000 t cubicadas. Por último están las yacencias vetiformes auríferas del distrito Incahuasi, que entre los años 1938 y 1945 produjera cantidades considerables de oro y que a la fecha se halla en una nueva etapa de exploración.

DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Berilio

Pegmatitas graníticas con berilo

Manifestaciones de cerro Blanco y cerro Incahuasi

Dentro de las manifestaciones minerales asociadas a cuerpos pegmatíticos cercanas a los cerros Blanco e Incahuasi, en la parte central de la Hoja, se hallan las minas Patricia, Berilo I a IV y otras, con concentraciones de berilo y mica. Se accede a las mismas desde las localidades de Tacuil y Luracatao por sendas de herradura.

Las yacencias están representadas por pegmatitas de contactos netos que alcanzan grandes dimensiones, con corridas de varios miles de metros, rumbos en general E-O y potencias de hasta 25 metros. Son sus componentes cuarzo, microclino, moscovita, biotita, turmalina, granate, apatita y berilo. Este último aparece como grandes prismas hexagonales azulados, ubicados en la zona intermedia. La mica, de tipo moscovita, forma densos agregados escamosos (Castillo y Suárez, 1982). La roca de caja, de edad precámbrica y correspondiente al Complejo Metamórfico Río Blanco, está integrada por esquistos biotíticos, gneises biotíticos y filitas con rumbo general meridiano.

La presencia de berilo y mica dio lugar a algunas tareas extractivas esporádicas y de poca importancia, encontrándose a la fecha todas las manifestaciones inactivas.

Cobre

Depósitos estratoligados peneconcordantes de cobre

Manifestación El Monte

Aproximadamente 14 km al oeste de la ruta nacional 40, a la altura de Seclantás, aparecen las manifestaciones cupríferas de El Monte, revisadas du-

rante el desarrollo del Plan de Exploración NOA I, de la D.G.F.M. y que formaron parte del Área de Reserva N° 24 - Brealito. El acceso se realiza desde la huella que une Molinos con Luracatao.

El Monte es un depósito estratoligado peneconcordante con oxidados de cobre en estratos arenosos y pelíticos del Subgrupo Pirgua. La yacencia se ubica en dos niveles con impregnaciones de escasa potencia, 0,15 a 0,25 m, rumbo general N-S, inclinación subvertical y corrida de 150 metros. Según Morello y Cécere (1975), la mineralización es exclusivamente de malaquita con valores del orden de 0,4% de Cu.

Las características y magnitud del depósito le dan escasa significación económica.

Manifestación Brealito

La manifestación se encuentra cercana a la laguna Brealito a la que se accede desde la localidad de Seclantás, sobre la ruta nacional 40.

En el sector aflora una yacencia de cobre relacionada a apófisis pegmatoideas encajadas en metamorfitas de edad precámbrica de la Formación Puncoviscana. Morello y Cécere (1975) distinguieron una fractura que desplaza bloques de filitas y cuarcitas, a lo largo de la cual se ubican los cuerpos pegmatíticos con impregnaciones de malaquita y azurita. Las reducidas dimensiones de la manifestación y el tipo de mineralización le quitan expectativas económicas.

Según reciente comunicación verbal de J. F. Huidobro, se ha detectado, aproximadamente a 2,5 km al SE de la laguna Brealito, una mineralización de tipo cobre porfírico con contenidos de Ag, asociada a un cuerpo granítico de edad ordovícica que intruye metasedimentos precámbricos de la Formación Puncoviscana.

El depósito, controlado estructuralmente, se sitúa entre dos fracturas de rumbo meridiano que delimitan sus flancos oriental y occidental, estando los bordes sur y norte también representados por sendas fallas orientadas este-oeste. El emplazamiento del cuerpo granítico produjo una aparente estructura de domo en la cobertura sedimentaria.

La mineralización en superficie está compuesta por minerales oxidados de cobre distribuidos como pátinas y venillas particularmente en los metasedimentos, advirtiéndose un proceso de lixiviación acentuado. Dentro del granito aparecen zonas de alteración sericitica, además de un sector de brecha hidrotermal formada por clastos de cuarzo cementados por clorita, limonitas y óxidos de manganeso. En los metasedimentos se distinguen parches con

alteraciones de tipo propilítica, clorítica y en menor medida potásica.

El área de interés, que incluye al cuerpo granítico y a metasedimentitas, alcanza 600 x 500 metros, habiéndose determinado en muestras de superficie valores de 0,5 a 6,0% de Cu con contenidos de Ag de una onza por cada 1% de cobre.

Depósitos estratoligados de Cortaderas

El grupo de pertenencias mineras conocidas en su conjunto con el nombre de Cortaderas se encuentra entre el extremo norte del salar de Antofalla y la ruta provincial 53 a la altura del paraje Tolar Chico. Para llegar al área de interés se deben recorrer aproximadamente 70 km desde la ruta mencionada, por una huella sólo apta para vehículos de doble tracción.

Las yacencias de cobre corresponden a depósitos estratoligados, peneconcordantes, representados por sistemas de vetillas e impregnaciones en parte con aspecto lentiforme, emplazadas en fracturas de rumbo E-O, transversales a la estructura que se orienta en sentido meridiano e inclina hacia el oeste, siendo las corridas menores a 200 metros. Niveles arenosos y conglomerádicos de la Sedimentita Vizcachera, del Terciario, hacen de roca de caja. Los minerales presentes son: calcosina, cuprita, tenorita, covelina, malaquita, azurita y delafossita.

Integran el grupo las minas Cortaderas I a IV, Las Vertientes, Antofallita I a IV y Elena, todas inactivas.

Manifestación vetiforme Don Alberto

La manifestación de cobre Don Alberto se encuentra a unos 20 km al sudeste de la mina Incahuasi, pudiendo aproximarse hasta la misma desde Trapiche, en el borde sur del salar de Hombre Muerto, con vehículos de doble tracción.

Se trata de una veta de cuarzo de 20 a 25 cm de potencia, rumbo 75° e inclinación 50-75° hacia el sudeste. La roca encajante es la misma secuencia sedimentaria ordovícica que se indica para los depósitos auríferos de Incahuasi. La mineralización de cobre incluye pátinas e impregnaciones de malaquita, azurita y crisocola, en ganga de cuarzo, no advirtiéndose sulfuros visibles. Según González (1973), análisis químicos de la veta arrojaron valores de hasta 2,5% de cobre.

Area Vallecito

En las estribaciones orientales de la sierra de Aguas Calientes, unos 18 km al sur de la Finca

Pucará, al sudoeste de Angastaco, se ubica el prospecto de cobre Vallecito, que constituyó el Área de Reserva N° 25 del Plan de Exploración NOA I de la D.G.F.M. El acceso al sector se realiza desde la mencionada finca por el camino a Jasimaná, siendo intransitable durante los períodos de lluvias.

Dentro de las rocas aflorantes en la zona de interés hay metamorfitas del basamento precámbrico (no señaladas en el mapa en razón de la escala), componentes del Complejo Eruptivo Oire de edad ordovícica, conglomerados y areniscas cretácicas del Subgrupo Pirgua, sedimentos continentales del Terciario y acumulaciones aluvionales modernas (Cécere, 1975).

Este autor describió a la roca portadora de la mineralización como una migmatita porfirica poco reconocible, totalmente craquelada y afectada por alteración hidrotermal, con aspecto de dique, alojada en una fractura de rumbo E-O. Las dimensiones de la zona de interés alcanzan 1.200 x 120 metros.

Dentro del proceso de alteración hidrotermal que afectó al área se aprecia una silicificación intensa, distribuida como una red de venillas de distintas dimensiones y rumbos, apareciendo también argilización, sericitización, calcitización y cloritización en menor escala. En la mineralización del sector se destacan en forma dominante malaquita y azurita, con menor proporción de delafossita, cuprita y crisocola. Los tenores de cobre oscilan entre 0,05 y 1%. En profundidad se ubica un sector primario de escasa relevancia con calcopirita, marcasita y pirita. También es importante la presencia de óxidos de hierro como hematita, oligisto y diversas limonitas (Cécere, 1975).

De los tres sondeos de exploración realizados en la manifestación Vallecito, que totalizaron 189 m, sólo en el N° 1 se detectaron valores de oro de hasta 0,2 gramos por tonelada.

Incluidas en el sector de interés se encuentran las minas San Francisco I y II que cuentan con 60 m de galerías y varias labores menores; a la fecha se hallan inactivas.

Columbio - Tantalio

Pegmatitas portadoras de niobio y tantalio del extremo sur del distrito El Quemado

Ubicados en el sector nororiental de la Hoja, unos 15 km al oeste de Cachi, afloran cuerpos pegmatíticos portadores de Nb y Ta que representan las manifestaciones más australes conocidas del

distrito minero El Quemado. Para llegar a las mismas debe seguirse una huella de herradura desde la localidad de Cachi Adentro.

Se trata de pegmatitas plumasíticas, complejas, con presencia de elementos raros tales como tantalio, columbio, bismuto, litio, berilio, etc. Son cuerpos tabulares de rumbo general NO, potencias que oscilan entre 4 y 30 m, buzamientos altos al SO y corridas de cientos de metros. Entre los minerales formadores más comunes se distinguen: cuarzo, plagioclasa, microclino, moscovita y biotita, siendo los de interés económico: columbita, tantalita, minerales de bismuto, berilo, espodumeno y otros. Presentan zonación con cuarzo, plagioclasa y moscovita hacia los bordes, cuarzo, plagioclasa, microclino y moscovita en la parte intermedia y cuarzo en el centro. Se emplazan en diaclasas de extensión de los pliegues cabrios de las metamorfitas que hacen de caja, integradas por una secuencia pelítico-psamítica, plegada y leptometamorfizada, donde se reconocen pelitas, pizarras, grauvacas y cuarcitas de la Formación La Paya (Galliski, 1981).

Los depósitos conocidos de este tipo son las manifestaciones María Isabel y María Eugenia, ambos inactivos y sin mayores expectativas económicas.

Litio

Acumulaciones de salmueras ricas en litio y potasio

Salar del Hombre Muerto

En el límite de las provincias de Salta y Catamarca, más precisamente en el salar del Hombre Muerto - depresión cerrada cuya altura es de 3.900 m s.n.m.-, hay concentraciones importantes de Li, K, Mg y otros elementos que enriquecen las salmueras subsuperficiales de la cuenca. Se llega a la comarca desde San Antonio de los Cobres por la ruta nacional 51 hasta Estación Pocitos y por la ruta provincial 53 hacia el sur, hasta el mencionado salar.

Si bien en varios salares de la Puna, aunque no en todos, aparecen acumulaciones similares de los mismos elementos, de acuerdo a la información conocida, es en el del Hombre Muerto donde alcanzan su mayor magnitud.

En la geología del entorno afloran rocas del basamento ordovícico, integradas por lutitas, cuarcitas y grauvacas que corresponden a la Formación Falda Ciénega, sobre las que se apoyan elementos se-

dimentarios continentales con intercalaciones piroclásticas atribuidos al Terciario; se ubican por encima fenobasaltos, depósitos evaporíticos y acumulaciones aluviales, todos del Cuaternario. La estructura tiene un lineamiento general meridiano, caracterizado por combinación de plegamientos y fallamientos, con predominio de estos últimos (de los Hoyos, 1993).

La geología del salar se define por una costra salina seca, compuesta en forma predominante por niveles de cloruro de sodio acompañado por cantidades subordinadas de boratos y sulfatos. Intercalándose con ésta y también en los bordes y sectores marginales, aparecen niveles limosos y arcillosos, generalmente saturados de sales sódicas. Según de los Hoyos (1993), completando la composición de la cuenca se distingue una costra húmeda, constituida por un depósito químico de cloruros y sulfatos, precipitados por sobresaturación de las salmueras.

Este autor mencionó que las soluciones acuosas corresponden al tipo clorurado sódico, con hasta 330 g/l de sólidos disueltos, con contenidos medios de 0,7-0,8 g/l de Li y 7,0-8,0 g/l de K. Otros elementos disueltos son: Mg, Ca, B₄O₇, sulfatos, Cs, Rb, etc.

A la fecha se está desarrollando un proyecto de explotación de litio a cargo del Grupo FMC Minera del Altiplano, que cuenta con más de 165 pertenencias mineras cubriendo el salar, encontrándose a nivel de exploración, desarrollo, y puesta en producción.

Si bien los contenidos de litio en las salmueras no son homogéneos, la empresa que desarrolla el proyecto ha estimado a profundidades de 0 a 30 metros y de 0 a 70 metros (reservas probables), 400.000 y 840.000 toneladas respectivamente.

Oro

Depósitos vetiformes del distrito Incahuasi

Hacia el sur del salar del Hombre Muerto, cercanas a la ruta provincial 53 que une Estación Pocitos con Antofagasta de la Sierra, se reconocen varias yacencias de cuarzo aurífero que conforman el distrito Incahuasi. Se accede a ellas por la ruta antes mencionada.

La unidad litoestratigráfica donde se ubican los depósitos está representada por una secuencia sedimentaria marina que constituye la Formación Falda Ciénega, de edad ordovícica. La integran lutitas y limolitas intercaladas con niveles arenosos cuarzosos y grauvacas de colores grises verdosos y

pardos. Presenta rumbo general N a NNE, con inclinaciones marcadas, preferentemente hacia el este. Estructuralmente se observa una combinación de pliegues y fracturas, donde por su frecuencia y magnitud estas últimas adquieren mayor significación (de los Hoyos, 1993).

La mina Incahuasi es la más conocida y la de mayor envergadura, comprendiendo las pertenencias La Providencia, La Perseverancia y otras y ubicándose en el borde sudoccidental del salar del Hombre Muerto, a 4.100 metros sobre el nivel del mar.

El yacimiento está compuesto por varias vetas, algunas de ellas ramificadas. En la zona que fue objeto de explotación afloran cuatro vetas: la principal, la del este, a unos 160 m de la anterior y dos hacia el oeste, a 100 y 230 m de la principal, respectivamente. Los filones conforman un sistema aproximadamente paralelo, de rumbo concordante con las sedimentitas encajantes y de inclinación variable. La veta principal sigue una dirección general meridiana, con buzamiento desde 45° hasta la vertical y corrida de aproximadamente 220 metros. La potencia es variable; en la parte norte del sector explotado alcanza 30 cm, hacia el centro 78 cm y 27 cm en la parte sur. En superficie la veta está integrada por tres guías de 20 a 40 cm de espesor que se unen formando un solo filón en profundidad (de los Hoyos, 1993).

La mineralización consiste en cuarzo aurífero blanco, teñido por ocre limoníticos. El oro libre es de hábito prismático, macizo y arborescente plano, de colores amarillentos muy pálidos, en agregados cristalinos de hasta 1,5 mm de diámetro, dispuestos en pequeñas fisuras, cementando fragmentos brechados de cuarzo. Acompañan pirita, calcopirita y blenda, distribuidos en nidos aislados de poco tamaño (Navarro García y Rossello, 1989). González (1991) mencionó que en el área de la mina se han reconocido zonas de alteración hidrotermal de tipo sericitica dispuestas en fajas elongadas según el rumbo de las vetas y acompañada por sílice en algunos casos en cantidades importantes, aparece también alteración clorítica en volúmenes variables, pero siempre subordinada a las anteriores.

Los tenores medios de contenido aurífero oscilan, según de los Hoyos (1993), en términos generales entre 12,5 y 54 gramos por tonelada.

A la fecha se han comenzado nuevos trabajos exploratorios.

Aproximadamente 10 km al sur de Incahuasi se encuentran las minas de San Antonito, con las pertenencias Esperanza y Victoria. Las características geológicas de estas yacencias, tanto en lo que res-

pecta a la roca encajante, tipo de mineralización y origen, son similares a los de Incahuasi. En este caso el depósito está representado por una serie de guías y vetas de cuarzo con potencias entre 5 y 40 cm, rumbo N, NO y NE, con buzamiento variable pero con predominio de 60-70° al O. Los valores de oro reconocidos son bajos, de 1 a 9 g/t en potencias de 20 a 30 centímetros (Angelelli, 1984).

Más al sur y hacia el este afloran otras manifestaciones, tales como las de Falda Ciénega, Reina de la Selva, Los Nacimientos y Don Martín.

Prospectos subvolcánicos epitermales con Au, Cu y Mo diseminados

En la comarca se localizan cuerpos subvolcánicos ácidos e intermedios que por sus características pueden asimilarse a depósitos con mineralización diseminada de Au, Cu y Mo y cuyo origen está asociado a las emisiones del volcanismo dominante acaecido a partir del Mioceno superior. Se incluyen dentro de este grupo a los prospectos Inca Viejo, Vicuña Muerta y Diablillos.

Inca Viejo

El depósito aflora en los faldeos del borde oriental del salar de Ratones. Se accede al mismo por la ruta que une a San Antonio de los Cobres con salar de Diablillos, pasando por Abra del Gallo y Sijes.

Se trata de un intrusivo de tipo pórfido monzonítico, emplazado en metamorfitas de edad precámbrica del Complejo Metamórfico Río Blanco, flanqueado por fallas submeridianas. El área de mayor alteración hidrotermal se centraliza en un núcleo de naturaleza porfirica, clasificable como pórfido dacítico, compuesto por fenocristales de plagioclasa ácida, cuarzo y biotita, en pasta cuarzo-feldespática. Se distingue una facies central con alteración arcillosa dominante, producida a partir de feldespato potásico y plagioclasa. Alrededor de este centro se extiende una zona anular con alteración cuarzo-sericitica. Se suman algunos parches de silicificación distribuidos irregularmente y sectores dentro del núcleo donde se señala alteración potásica débil (Cécere, 1980).

Sureda *et al.* (1986) indicaron que en la parte sur, penetrando a las rocas porfiricas, afloran brechas intrusivas y de colapso, en algunos casos muy turmalinizadas.

La mineralización de superficie está representada fundamentalmente por turquesa y crisocola,

particularmente en el núcleo, aunque también se encuentran malaquita, azurita, pirita, calcopirita y molibdenita. Las limonitas son poco abundantes, de tipo jarosítico y generalmente transportadas; en casos esporádicos hay limonitas vivas (Cécere, 1980).

El prospecto, cuyas dimensiones máximas alcanzan 3 x 6 km, fue examinado sólo en superficie mediante geoquímica que arrojó valores medios de 180 ppm de Cu y 25 ppm de Mo (Sureda *et al.*, 1986). Recientemente se realizaron en la zona de interés de Inca Viejo 1.944 m de sondeos, distribuidos en 8 pozos, desconociéndose los resultados obtenidos.

Vicuña Muerta

Este prospecto se encuentra en el borde norte de la Hoja, en la margen oriental de la depresión que ocupan los salares de Centenario y Ratones; está cerca del paraje Pampa Ciénaga. Se llega al área por el mismo camino que lleva a Inca Viejo.

Se trata de un stock dacítico que define una estructura circular conspicua, de aproximadamente 7 km de diámetro, delimitada por fracturación radial y circular. La roca encajante corresponde a granitos y granodioritas del Complejo Metamórfico Oire. Respecto a la alteración hidrotermal, se han reconocido algunos parches de silicificación. En cuanto a la mineralización, sólo se ha detectado molibdenita finamente diseminada y en pátinas en un pequeño sector de la parte central. El muestreo geoquímico de sedimentos de corriente realizado durante el Plan de Exploración NOA I indica valores de 40 a 70 ppm de plomo en algunos sectores del drenaje.

A pesar de no haberse realizado trabajos de exploración en el área que permitan definirla, con lo que la información existente es reducida, el argumento antes mencionado genera expectativas interesantes para la zona.

Diablillos

El área Diablillos se encuentra entre los salares del Hombre Muerto y Diablillos, cercana al límite de las provincias de Salta y Catamarca, al este del cerro Ratones, a 4.000 metros sobre el nivel del mar. Cubre una superficie aproximada de 3.600 hectáreas. El acceso puede realizarse por el mismo camino antes mencionado para Inca Viejo o desde el yacimiento Tincalayu, pasando por el sur del cerro Ratones.

La zona corresponde al borde oriental de la Puna en su extremo austral. En la misma afloran rocas

del basamento metamórfico (esquistos, areniscas, gneises, etc.) y granítico (granitos biotíticos porfíricos, migmatitas, etc.) de edades precámbrica y paleozoica inferior, respectivamente. Las mismas están intruidas por rocas hipabisales de composición intermedia y brechas intrusivas, aflorando en un sector un complejo volcánico apoyado en rocas del basamento. Tanto a las rocas hipabisales como a las volcanitas se le asigna edad terciaria superior (Mioceno). Cubriendo las partes bajas y los faldeos de las elevaciones aparecen abundantes depósitos inconsolidados modernos (González, 1985b).

Existe un sistema de fracturas de rumbo submeridiano y carácter regional que dio a la zona características de montañas en bloques. También se distingue otro sistema de fracturas de rumbo NE que produjo en los bloques mencionados desplazamientos verticales y de rumbo. González (1985b) ha observado un fallamiento de orientación ESE que afectó al cuerpo alterado, desplazando verticalmente a los bloques.

El área de interés se extiende en forma alargada en sentido meridiano, pudiendo individualizarse tres sectores que engloban varios centros o focos de alteración hidrotermal: el sector norte que incluye a los cerros Blanco y Granito, el sector central con Los Pozuelos, Diablillos Sur, Abra de Pedernales y cerro Guacho y el sector sur donde se encuentran El Jasperoide, Cerro Bayo, Agua de las Palomas y Cóndor Yacu (de los Hoyos, 1993). La alteración es de tipo sericitico-arcilloso-silíceo, apareciendo también alunita, turmalina y clorita. En general la intensidad del proceso hidrotermal es de moderada a fuerte, de acuerdo a los distintos bloques y sus niveles de exposición.

Respecto a la mineralización, puntualmente se ha detectado pirita y calcopirita en pátinas y muy delgadas venillas de escasa diseminación, acompañadas de abundante jarosita, como así también minerales oxidados de cobre. La prospección geoquímica evidencia anomalías de oro y plomo. En Abra de Pedernales, en un dique intrusivo muy silicificado González (1985b) detectó valores de oro de 0,8 a 3,8 partes por millón.

El prospecto Diablillos fue explorado por las empresas Shell, BHP Minerals y Pacific Rim, totalizándose 6.800 m de perforaciones con aire reversa y 3.000 m con diamantina, con lo que se logró determinar reservas de 5.100.000 t, con tenores de 2,07 g/t de oro y 211,93 g/t de plata.

Inmediatamente al SE de Diablillos, formando parte del mismo complejo subvolcánico, afloran

cuerpos de brecha en un sector conocido como Agua de las Palomas.

En el mismo entorno geológico ya descrito, se reconocen tres cuerpos de brecha, distribuidos a lo largo de una fractura de rumbo N-S, aparentemente desconectados entre sí y que emergen claramente en el relieve. Están constituidos casi exclusivamente por brechas silíceas (Bassi, 1975), que contienen numerosas oquedades rellenas de limonitas.

El afloramiento sur, con aspecto de dique, tiene 8 m de potencia y 110 m de corrida. En superficie aparecen impregnaciones de oxidados de cobre. El afloramiento central, que dista 400 m del anterior, se extiende por no más de 50 m y no presenta mineralización visible en superficie. El tercer asomo de brecha se ubica a unos 50 m al norte. El resto de la superficie está cubierta por depósitos inconsolidados modernos (Bassi, 1975).

Según Bassi (1975), de los muestreos superficiales realizados en el sector se han obtenido valores interesantes de oro, con muestras de hasta 25 g/t, mientras que los resultados por cobre son decididamente bajos. Cubren el prospecto las pertenencias Rumi Cori, Cóndor Yacu, Salomé, El Mochito y Ojos Grandes.

Plomo

Filonos monometálicos de plomo

Mina Titi Orko

Con escasa magnitud y poco conocidas, se señalan en el borde oriental de la Hoja, poco más de 10 km al NNO de Seclantás, yacencias vetiformes con mineralización de plomo. Para acceder a las mismas se utiliza la ruta nacional 40 que recorre los Valles Calchaquíes, debiendo realizarse la aproximación final a lomo de mula.

La mina Titi Orko y posiblemente las pertenencias Santa Julia y Magdalena Amancay representan a este metalotecto que está definido por vetas de cuarzo con galena encajadas en elementos litológicos del basamento precámbrico, integrado por pizarras, esquistos, filitas, grauvacas y cuarcitas de la Formación La Paya.

Depósitos estratoligados de plomo

Mina Incauca

Esta manifestación de plomo aflora en la parte alta del cerro Incauca, unos 22 km al OSO de la

localidad de Cachi, pudiendo llegarse a ella desde la ruta nacional 40 por la quebrada del río Luracatao hasta el paraje del mismo nombre, para continuar hasta la mina por sendas de herradura.

Se trata de una pequeña veta de galena que rellena una fractura en conglomerados polimícticos y areniscas rojizas del Subgrupo Pírgua, no existiendo mayor información sobre la misma (Morello y Cécere, 1975). Unos 12 km al sur y dentro de las mismas sedimentitas cretácicas aflora la manifestación San Antonio, de las mismas características.

Depósitos subvolcánicos vetiformes de plomo

Minas Soroche y Vulcano

Las vetas de Soroche y Vulcano afloran en el faldeo oriental de la depresión que ocupa el salar de Ratones, cercanas al prospecto Inca Viejo, pudiendo llegarse a las mismas por el camino que lleva al salar.

Se trata de depósitos vetiformes, aflorantes en un sector de cizalla de orientación NO. La veta Soroche se extiende con una corrida de 650 m, con rumbo N 60°O, buzamiento de 80° al SO y potencia media de 0,5 metros. La roca de caja corresponde a granodioritas y granitos del Complejo Eruptivo Oire. La mineralización está compuesta por galena argentífera como constituyente principal, acompañada por blenda, calcopirita y tetraedrita subordinadas, en ganga de cuarzo macizo. La alteración se reduce a cloritización y argilización que afecta a la roca de caja cercana a la veta (Parra y Facio, 1986).

El yacimiento, a la fecha inactivo, fue explorado a través de una galería sobre la veta de 61 m de longitud, a la fecha soterrada, además de varias labores menores. Las reservas inferidas alcanzan según Parra y Facio (1986) a 64.000 t, con tenores de 8% de Pb, 1,5% de Zn y 150 g/t de Ag.

Uranio y Vanadio

Depósitos estratoligados peneconcordantes de uranio y vanadio

DISTRITO EL TONCO

Manifestación Don Bosco

A unos 15 km al este de Cachi aflora la manifestación de minerales de uranio Don Bosco. Este depósito se incluye dentro de la subcuenca de El

Tonco, distrito integrado por varias minas entre las que se destacan Don Otto, Pedro Nicolás, Los Berthos y otras que fueron exploradas y explotadas por la Comisión Nacional de Energía Atómica.

La yacencia se ubica en litofacies arenosas y lutíticas de la Formación Yacoraite, del Cretácico. El depósito, estratoligado, peneconcordante, de forma tabular, alcanza un metro de potencia con corrida de 300 m (Guidi, 1979). Según Sureda *et al.* (1986), dentro de la mineralogía muy variada son comunes autunita, metaautunita, tyuyamunita, uranofano y otros minerales.

DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

(Incluye materiales de construcción y rocas ornamentales)

Boratos

Depósitos de boratos fósiles

Mina Tincalayu

El yacimiento Tincalayu (que incluye a las pertenencias Viviana, Susana, Mary, Patricia, Diana y otras) se encuentra en el borde norte del salar del Hombre Muerto, en la península del mismo nombre, 130 km al sur de Estación Pocitos. Se accede al mismo por la ruta provincial 53 desviándose hacia el este pocos kilómetros al sur del paraje Tolar Chico. Por su magnitud, es la principal operación minera de la provincia de Salta y la más importante extracción de bórax de Sudamérica.

Una breve enumeración de las entidades geológicas que afloran en la región incluye sedimentitas ordovícicas, sedimentos continentales con aportes volcánicos terciarios, dacitas, tobas y fenobasaltos plio-pleistocénicos y depósitos evaporíticos y aluviales recientes.

La mena de Tincalayu se inserta en niveles de la Formación Sijes. Se trata de un banco de dimensiones aproximadas de 1.000 por 150 m, con potencias que van de 10 a 50 metros. Hacia el piso hay una masa de halita con aspecto de domo, de base desconocida, yaciendo por encima el cuerpo mineralizado, intercalado con areniscas, pelitas y tobas. Cubren parcialmente al conjunto mantos basálticos cuaternarios. El depósito configura un bloque estructural elevado, enmarcado por dos grandes fallas normales de rumbo NNE (Cornejo Torino y Raskovsky, 1981, en Sureda *et al.*, 1986).

La mineralización se compone de bórax o tincal como mena más abundante, acompañado por volúmenes menores de kernita, kurnacovita, ulexita y rivadavita. Hay también minerales de origen exclusivo o muy poco frecuentes tales como inderita, ezcurrita, probertita, aristarainita y otros (Sureda *et al.*, 1986).

Tincalayu ha producido desde 1958 más de un millón de toneladas de boratos, calculándose a la fecha como reservas 5.000.000 t, con tenores medios de 18% de B₂O₅.

Depósitos de boratos recientes

Salares de Ratones, de Diablillos y del Hombre Muerto

La extracción de boratos recientes de la superficie de los salares de Ratones, de Diablillos y del Hombre Muerto da lugar a operaciones mineras que, más allá de la potencial importancia del recurso, no alcanzan mayor envergadura. Las cuencas productoras se ubican en la parte norte y central de la Hoja, pudiendo accederse a las mismas tanto por la ruta provincial 129 que pasa por Abra del Gallo y Sijes o por la ruta provincial 53 que une Estación Pocitos con Antofagasta de la Sierra.

Las yacencias de estas características forman parte del relleno superior de las cubetas cuaternarias endorreicas. La mena se presenta como mantos de geometría irregular y espesores variables que normalmente van de 0,05 a 0,5 m, ubicándose por debajo de las costras salinas y niveles terrosos superficiales.

Los cuerpos mineralizados se componen en forma dominante por ulexita, depositada en forma de nódulos (papas), de aspecto interior blanco sedoso, o como mantos (barras o planchas). Existe generalmente una gradación de mantos a nódulos que disminuyen de tamaño hacia los bordes de la cuenca. También ocasionalmente en el fango de los salares hay bórax o tincal conformando cristales euhedrales y subhedrales, transparentes o del color del material terroso que los cubre y otras especies de boratos como hidroboracita (Alonso y Viramonte, 1985).

En el salar de Ratones se registran más de 36 pertenencias mineras, aunque la explotación se reduce a unas pocas de ellas. En esta cuenca se han estimado reservas de 1.200.000 t de ulexita (Suárez, O., comunicación verbal).

En Diablillos producen boratos sólo las minas Coral y La Entrerriana, de las que se extrajeron 7.900 t de ulexita en 1995, no obstante que la cantidad de minas supera las veinte.

Hombre Muerto es el salar que registra mayor número de minas, con más de 70 pedimentos, algunos de ellos con reservas estimadas, tales como las minas Hortencia y Providencia con 40.500 t de ulexita, la mina Maquiavelo con 27.250 t de mineral, la mina San Luis con 110.000 t de reservas y la mina 20 de febrero con 60.000 t de ulexita. Según Castillo *et al.* (1992), a pesar del número de pertenencias mineras vigentes y de las reservas mencionadas, la producción es exigua.

Cloruro de sodio

Depósitos evaporíticos recientes y fósiles

En todas las cuencas salinas ubicadas en la Hoja, hay concentraciones de cloruro de sodio (halita) recientes que a modo de costras de distinto tipo cubren parte de la superficie de los salares, pero sólo en Hombre Muerto por su magnitud y características alcanzan cierto interés económico. En la parte norte del salar se registran las minas Recife, Goias, Manaos y otras, todas inactivas a las que se llega desde Tincalayu por el camino hacia la pista de aviación.

Las yacencias de halita se explotan estacionalmente en forma directa por raspado de la superficie salina si las características de la misma así lo permiten o mediante piletas de precipitación construidas directamente en el salar; este último procedimiento permite obtener un producto de mayor calidad.

El clima extremadamente seco, con fuerte insolación, produce elevados índices de evaporación en las grandes superficies salinas de las cuencas endorreicas, generándose consecuentemente la concentración y precipitación de evaporitas a partir de salmueras (Sureda *et al.*, 1986).

Por debajo del cuerpo de mena de boratos aflorante en Tincalayu, se ha detectado una concentración de halita con aspecto de domo, cuya base se desconoce. De acuerdo a Cornejo Torino y Rascovsky, 1981, en Sureda *et al.*, 1986), en este caso la acumulación de cloruro de sodio corresponde a una yacencia evaporítica interstratificada en sedimentitas terciarias de la Formación Sijes.

Diatomita

Depósitos biogénicos de diatomitas

En la región, sólo en el borde oriental del salar de Antofalla, se conocen acumulaciones de

diatomitas que pueden presentar alguna expectativa de aprovechamiento económico. Las manifestaciones corresponden a las minas Antofagasta I a V en las que no se han realizado laboreos mineros.

Sillimanita

Concentraciones sillimaníticas de origen metamórfico

Área del cerro Blanco y Barrancas

Cercanas al cerro Blanco y a Barrancas, unos 25 km al oeste de Tacuil, paraje al que a su vez se llega desde Molinos, sobre la ruta nacional 40, se han señalado concentraciones de silicato de aluminio que puntualmente pueden alcanzar interés económico. El acceso a la región desde Tacuil es sólo a través de sendas de herradura.

Las yacencias sillimaníticas se encuentran asociadas a rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Río Blanco, constituidas por esquistos y gneises biotítico-moscovíticos que originalmente conformaban una secuencia pelítico-psamítica que fue sometida a un prolongado evento dinámico-térmico, correspondiendo a una fase metamórfica de alta presión y temperatura. La orientación general de las metamorfitas es N-S, con inclinaciones altas, preferentemente hacia el este (Castillo y Suárez, 1982).

Las manifestaciones sillimaníticas se presentan asociadas a nódulos de cuarzo y como acumulaciones de rodados. En el primer caso se trata de segregaciones silíceas de aspecto lentiforme, concordantes con la esquistosidad de la roca de caja, relacionadas a los esquistos biotíticos y no a los gneises. Son de dimensiones variables, alcanzando longitudes superiores a los 15 m, con potencias de hasta 5 metros. Están compuestas por cuarzo, moscovita, biotita y turmalina, ubicándose el silicato de aluminio en la zona externa respecto al cuarzo y la moscovita (Castillo y Suárez, 1982).

Estos autores señalaron que relacionadas por su origen a las segregaciones mencionadas, emplazándose en las partes más bajas de las quebradas y en los faldeos y constituyendo cubiertas inconsolidadas e irregulares, se han formado acumulaciones de rodados y fragmentos angulosos de tamaño heterogéneo de cuarzo con sillimanita, producidos por la erosión de los nódulos primarios y de probables concentraciones macizas ubicadas dentro de los esquistos moscovítico-biotítico-cuarcíferos.

CUADRO-RRESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA CACHI

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	Cobre	Elena	Cortaderas	25°02'20"S	67°25'30"O	2566-19	Conglomerados y areniscas	Sedimentaria, Vizcachera	Terciario	Mi,Cc,Az,Cv, Ten,Cup, Dela	
2	Cobre	Antofalita I, II, III y IV	Cortaderas	25°03'00"S	67°25'40"O	2566-19	Conglomerados y areniscas	Sedimentaria, Vizcachera	Terciario	Mi,Cc,Az,Cv, Ten,Cup, Dela	Dos piques y un socavón
3	Cobre	Las Vertientes	Cortaderas	25°04'10"S	67°19'30"O	2566-19	Conglomerados y areniscas	Sedimentaria, Vizcachera	Terciario	Mi,Cc,Az,Cv, Ten,Cup, Dela	
4	Cobre	Cortaderas I, II, III y IV	Cortaderas	25°05'25"S	67°19'50"O	2566-19	Conglomerados y areniscas	Sedimentaria, Vizcachera	Terciario	Mi,Cc,Az,Cv, Ten,Cup, Dela	
5	Travertino	Tila	Vega Juncalillo	25°10'10"S	67°25'10"O	2566-19	Gravas, arenas, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales	Holoceno		Un pique
6	Travertino	Bailito, Cantor	Vega Juncalillo	25°11'05"S	67°25'20"O	2566-19	Gravas, arenas, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales	Holoceno		
7	Diatomita	Andiagasta I, II y III	Salár de Antofalita	25°25'50"S	67°26'55"O	2566-25	Sedimentos finos	Niveles sedimentarios lacustres finos	Pleistoceno-Holoceno		
8	Sulfato de sodio	Catasuf (Potrero de Diaz)	Potero Diaz	25°28'25"S	67°20'40"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	The,Mrb	
9	Sulfato de sodio	Rosario Sulfatos (Laguna Caro)	Laguna Caro	25°33'30"S	67°17'40"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	The,Mrb	
10	Diatomita	Antofagasta IV y V	Vega Los Colorados	25°35'30"S	67°27'40"O	2566-25	Sedimentos finos	Niveles sedimentarios lacustres finos	Pleistoceno-Holoceno		
11	Oro	Los Nacimientos	Los Nacimientos	25°51'45"S	67°22'35"O	2566-31	Lutitas, pizarras, areniscas, cuarcíferas, grauwacas	Fm. Falda Ciénaga	Ordovícico	Au, Q, Lim, Py, Ch, Bi	
12	Oro	Reina de la Selva	Los Nacimientos	25°54'17"S	67°21'10"O	2566-31	Lutitas, pizarras, areniscas, cuarcíferas, grauwacas	Fm. Falda Ciénaga	Ordovícico	Au, Q, Lim, Py, Ch, Bi	
13	Sulfato de sodio	Cándido, Chago, Gina y otras (Tolar Chico)	Tolar Chico	25°02'50"S	67°01'00"O	2566-19	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	The,Mrb	
14	Travertino	Don Quijote	Salár de Tollár	25°06'00"S	67°04'06"O	2566-19	Gravas, arenas, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales	Holoceno		
15	Travertino	Gallego, Josefa	Salár de Tollár	25°07'00"S	67°04'30"O	2566-19	Gravas, arenas, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales	Holoceno		
16	Travertino	Nepoleón I, II y III	Salár de Tollár	25°08'55"S	67°02'30"O	2566-19	Gravas, arenas, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales	Holoceno		
17	Travertino	Mariana, Tollár I, II, III, IV y V	Salár de Tollár	25°09'35"S	67°03'20"O	2566-19	Gravas, arenas, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales	Holoceno		
18	Cloruro de sodio	Litara sur, centro, este y oeste	Salár del Hombre Muerto	25°14'56"S	67°00'50"O	2566-19	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Ha	
19	Cloruro de sodio	Pernambuco	Salár del Hombre Muerto	25°15'30"S	67°00'10"O	2566-19	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Ha	
20	Boratos	Berta, Diana, Estela, Mary, Patricia, Susana, Tincalayú, Viviana y otras	Tincalayú	25°16'25"S	67°02'50"O	2566-19	Arcillas y limolitas con lentes e intercalaciones conglomerádicas y piroclásticas	Fm. Sijes	Terciario	Bx,Ker,Tnc,Uk, Inl, Gln,Rlv,Pfb, Ha y otros	Explotación a cielo abierto
21	Boratos	Maquevelo, San Nicolás, Sócrates	Salár del Hombre Muerto	25°17'25"S	67°01'00"O	2566-19	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc	
22	Lito	Poppy I a XV	Salár del Hombre Muerto (Trapiche)	25°20'25"S	67°09'55"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Li,K,Mg,B,Cs, Rb,Cs y otros; Ha,boratos, sulfatos	
23	Lito	Norma I a XV	Salár del Hombre Muerto (Trapiche)	25°20'30"S	67°08'05"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Li,K,Mg,B,Cs, Rb,Cs y otros; Ha,boratos, sulfatos	
24	Lito	Nelly I a XIV	Salár del Hombre Muerto (Trapiche)	25°20'40"S	67°06'10"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Li,K,Mg,B,Cs, Rb,Cs y otros; Ha,boratos, sulfatos	
25	Lito	Maria I a XV	Salár del Hombre Muerto (Trapiche)	25°21'40"S	67°09'50"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Li,K,Mg,B,Cs, Rb,Cs y otros; Ha,boratos, sulfatos	
26	Lito	Olga I a XV	Salár del Hombre Muerto (Trapiche)	25°22'00"S	67°08'00"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Li,K,Mg,B,Cs, Rb,Cs y otros; Ha,boratos, sulfatos	
27	Lito	Beatriz I a XIII	Salár del Hombre Muerto (Trapiche)	25°21'40"S	67°06'25"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detriticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Li,K,Mg,B,Cs, Rb,Cs y otros; Ha,boratos, sulfatos	

CUADRO-RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA CACHI

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS			HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y	Z						
28	Lito	Lito I a III, Géminis I a X	Salar del Hombre Muerto (Trapiche)	25°22'35"S	67°11'20"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Li,K,Mg,B,Cs,Rb,Ce y otros; Ha,boratos, sulfatos		
29	Lito	Rosana I a XV	Salar del Hombre Muerto (Trapiche)	25°23'20"S	67°09'45"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Li,K,Mg,B,Cs,Rb,Ce y otros; Ha,boratos, sulfatos		
30	Lito	Silvia I a XV	Salar del Hombre Muerto (Trapiche)	25°23'40"S	67°08'00"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Li,K,Mg,B,Cs,Rb,Ce y otros; Ha,boratos, sulfatos		
31	Lito	Santa Bárbara	Salar del Hombre Muerto (Trapiche)	25°23'10"S	67°06'25"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Li,K,Mg,B,Cs,Rb,Ce y otros; Ha,boratos, sulfatos		
32	Boratos	Alberto, Centenario, La Jueña	Salar del Hombre Muerto (Ferialón Catal)	25°22'40"S	67°00'20"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		
33	Boratos	Cuba, Habana, Rosita	Salar del Hombre Muerto (Ferialón Catal)	25°24'20"S	67°00'55"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		
34	Bentonita	Alicia María, Ana María, Lallia	Incahuasi	25°24'30"S	67°12'52"O	2566-25	Gravas, arenas, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales	Holoceno	Arcillas		
35	Oro	Incahuasi, La Paciencia, La Peregrina, La Perseverancia, La Providencia	Incahuasi	25°25'55"S	67°11'52"O	2566-25	Lutitas, pizarras, areniscas, cuarcíferas, grauwacas	F. Falda Ciénaga	Ordovícico	Au,Cp,Bi,Q, Lim,Py	Importante desarrollo de labores	
36	Boratos	20 de mayo	Salar del Hombre Muerto (Incahuasi)	25°25'20"S	67°05'30"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		
37	Boratos	Marcela	Salar del Hombre Muerto (Incahuasi)	25°25'40"S	67°06'45"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		
38	Boratos	Horacio, María Cristina, 3 de febrero	Salar del Hombre Muerto (Incahuasi)	25°26'30"S	67°05'30"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		
39	Boratos	Eduardo	Salar del Hombre Muerto (Incahuasi)	25°26'50"S	67°06'55"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		
40	Boratos	Santa Rosa	Salar del Hombre Muerto (Incahuasi)	25°26'30"S	67°01'35"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		
41	Boratos	Don Elias, 20 de febrero	Salar del Hombre Muerto (Incahuasi)	25°26'40"S	67°03'00"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		
42	Boratos	Jenny, Paulina, Sabina	Salar del Hombre Muerto (Incahuasi)	25°27'00"S	67°04'25"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		
43	Boratos	Despeque, Flavio	Salar del Hombre Muerto (Incahuasi)	25°27'35"S	67°02'25"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		
44	Boratos	Ricardo	Salar del Hombre Muerto (Incahuasi)	25°28'00"S	67°06'40"O	2566-25	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		
45	Oro	Don Martín	Incahuasi	25°28'25"S	67°08'40"O	2566-25	Lutitas, pizarras, areniscas, cuarcíferas, grauwacas	Fm. Falda Ciénaga	Ordovícico	Au,Q, Lim,Py, Cp, Bi	500 m de labores	
46	Oro	Esperanza, Victoria	Falda Ciénaga	25°31'05"S	67°12'18"O	2566-25	Lutitas, pizarras, areniscas, cuarcíferas, grauwacas	Fm. Falda Ciénaga	Ordovícico	Au,Q, Lim,Py, Cp, Bi		
47	Oro	Falda Ciénaga	Falda Ciénaga	25°34'50"S	67°13'00"O	2566-25	Lutitas, pizarras, areniscas, cuarcíferas, grauwacas	F. Falda Ciénaga	Ordovícico	Au,Q, Lim,Py, Cp, Bi		
48	Cobre	Don Alberto	Falda Ciénaga	25°35'30"S	67°09'15"O	2566-25	Lutitas, pizarras, areniscas, cuarcíferas, grauwacas	F. Falda Ciénaga	Ordovícico	Mi,Cr,As,Q		
49	Boratos	Hipólito, María Luisa	Salar de Ratonés	25°08'00"S	66°47'10"O	2566-20	Intercalaciones de niveles salinos y detríticos finos en la parte superior del salar	Depósitos sedimentarios y evaporíticos de la cuenca salina	Holoceno	Uk,Bx,Hbc		

Se distinguen varias calidades de mineral que van de colores claros a oscuros en función de la mayor abundancia de biotita, moscovita y cuarzo que presenta la asociación.

Si bien el conocimiento del sector sillimanítico es reducido, su extensión permite suponer que pueda existir una interesante fuente productora de materiales refractarios aluminosos.

Las manifestaciones de Cerro Blanco, Chaco Huasi, Abra de Cuernos y Puesto Excursionera son las más destacadas, aunque no las únicas que se conocen.

Sulfato de sodio

Depósitos evaporíticos recientes

En las depresiones de Tolar Chico, cerca de la ruta provincial 53 y de Potrero de Díaz y Laguna Caro, ambas ubicadas al sudoeste de la mina Incahuasi, se han detectado acumulaciones de sulfato de sodio de poca magnitud, a la fecha inactivas. La mencionada ruta sirve de acceso a las zonas, debiendo utilizarse vehículos de doble tracción para las aproximaciones.

Se trata de concentraciones de thenardita y mirabilita que yacen en forma de mantos intercalados entre niveles terrosos y salinos de las cuencas.

Travertino

Depósitos travertínicos termales

En el sector noroccidental de la Hoja se ubican algunas manifestaciones travertínicas tales como las de Vega Juncalito, en el extremo norte del salar de Antofalla con las canteras Tila, Balitu y Cantor, las del salar de Tolillar que incluyen a las canteras Tolillar I a V, y algo más al sur, sobre la ruta provincial 53, donde se encuentran las canteras Don Quijote, Gallego y otras.

En general se trata de niveles irregulares de travertino (calcita y aragonita) de 15 a 30 cm de potencia que forman bancos de hasta 2 metros de espesor incluyendo intercalaciones estériles. No se registra a la fecha actividad minera en ninguna de las canteras.

8. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se señalan las áreas y se mencionan el o los rasgos geológicos que les confieren especial interés desde el punto de vista científico, económico, his-

tórico-cultural o paisajístico.

Fajas milonítica de los contrafuertes orientales del salar de Diablillos

Fajas miloníticas de alta temperatura (sillimaníticas) desarrolladas a partir de granitoides del Complejo Eruptivo Oire, subhorizontales o de baja inclinación hacia el este, con el bloque superior desplazado hacia el oeste. Posible estructuración en duplex dúctiles de alta temperatura.

Fajas miloníticas en las inmediaciones de Brealito y en el faldeo oriental del cerro Durazno

Fajas miloníticas originadas en condiciones de bajo grado metamórfico, con estructuras menores (indicadores de sentido de cizalla mesoscópicos y microscópicos) muy bien definidas. Estas fajas también presentan buenos ejemplos de anomalías en el sentido del flujo tectónico.

Anticlinal del cerro TinTin

Anticlinal de rampa colgante con núcleo de basamento epimetamórfico y cobertura de los Grupos Salta y Payogastilla.

Deslizamiento de la laguna Brealito

Laguna originada por el deslizamiento de un nivel de conglomerados y areniscas del Subgrupo Pírgua, que obstruyó el antiguo cauce de un afluente del río Brealito. La erosión retrocedente sobre el antiguo cauce profundizó la quebrada que cortaba a las capas de conglomerados y areniscas rojas del limbo oriental del sinclinal de Brealito, provocando la inestabilidad de las capas que se deslizaron por planos paralelos a la estratificación y con un sentido de desplazamiento oblicuo a la inclinación de las capas. Es posible que el deslizamiento haya sido activado por movimientos tectónicos. El material resultante de este deslizamiento acumulado sobre el cauce constituyó un dique natural que originó la laguna. Además de su interés geológico, este sitio se destaca por su belleza.

Depósitos de borde de hemigraben en la quebrada de Saladillo (tributaria del río Humanao al norte de Huasamayo)

Se observan los conglomerados del borde de un hemigraben del rift del Subgrupo Pírgua. Los con-

glomerados muestran grandes bloques deslizados hacia la cuenca (olistolitos), entre los que es posible diferenciar diques de pegmatitas provenientes del basamento granítico con escasa fragmentación y rotación.

Explotación de boratos de la mina Tincalayu

Constituye la explotación más importante de boratos fósiles en la región. El *open pit* de la mina Tincalayu es el más antiguo del país y hasta hace poco tiempo el más desarrollado. Los bancos de boratos que se explotan pertenecen a la Formación Sijes del Mioceno superior y están constituidos por bórax o tincal y 16 especies minerales de boratos acompañantes.

Explotación de litio en la mina Fénix (borde austral del salar del Hombre Muerto).

Moderna explotación de litio a partir de salmueras del salar del Hombre Muerto iniciada en 1997.

Caldera del cerro Galán

Corresponde a una de las mayores calderas volcánicas de los Andes. De edad pliocena, muestra una estratigrafía volcánica donde se distinguen las unidades características asociadas a una caldera. Sitio de difícil acceso.

Depósitos sinorogénicos neógenos en el vértice sudoeste de la Hoja

Entre los valles de Hualfín y Pucará están bien representados algunos aspectos del desarrollo de una faja plegada y corrida y la evolución de los depósitos sinorogénicos asociados. En los valles de Hualfín y Pucará la Formación Angastaco está plegada y cubierta en fuerte discordancia angular por la Ignimbrita Pucarilla de aproximadamente 12 Ma, mientras que en el Valle Calchaquí la Formación Angastaco pasa en concordancia angular a las Formaciones Palo Pintado y San Felipe del Mioceno superior-Plioceno inferior, conjunto que fue plegado con posterioridad a la Ignimbrita Pucarilla.

Cuencas evaporíticas de los salares de Ratones, Diablillos, Hombre Muerto, Tolillar y Antofalla

Constituyen modelos de cuencas evaporíticas holocenas con distintas tipologías minerales. Son una importante fuente de recursos económicos para la región, especialmente los salares de Hombre Muerto, Diablillos y Ratones.

Antigua explotación aurífera de la mina Incahuasi

Vetas de cuarzo aurífero alojadas en la Formación Falda Ciénega en el borde austral del salar del Hombre Muerto, con intensa actividad a mediados de siglo. Además de su interés geológico-minero, este sitio es de interés histórico dado que allí se preservan las ruinas del pueblo de una antigua explotación jesuítica del siglo XVII.

AGRADECIMIENTOS

A la familia Fabián de Finca Hualfín, familia Dávalos de Finca Tacuil, Minera del Altiplano-FMC, familia Abán de La Puerta y Pacific Rim, por la colaboración brindada durante los controles de campo.

Ricardo Alonso agradece a T. Jordan y a D. Vandervoot por sus importantes comentarios sobre la cronología radimétrica del Cenozoico; a R. Pascual, M. Reguero, M. Bond, A. Carlini, G. López y W. Berman, por su información sobre la diversidad faunística de la Formación Geste y por último a W. Rojas por su colaboración en la preparación del manuscrito.

Fernando Hongn, en carácter de coordinador de este trabajo, expresa su reconocimiento a R. Alonso, A. Fuertes, R. García, R. González, A. Igarzábal, R. Monaldi y F. Moya por la participación voluntaria en la elaboración del texto descriptivo del mapa.

Sirva este espacio también para un homenaje al doctor Antonio P. Igarzábal, fallecido poco tiempo antes de la presentación de este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- ACEÑOLAZA, F. y A. TOSELLI, 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Memorias 2° Congreso Latinoamericano de Geología, 2:755-764. Caracas.
- ACEÑOLAZA, F., A. TOSELLI y F. DURAND, 1976a. Estratigrafía y paleontología de la región del Hombre Muerto, provincia de Catamarca, Argentina. Actas 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:109-123. Tucumán.
- ACEÑOLAZA, F., F. DURAND y R. DÍAZ TADDEI, 1976b. Geología y contenido paleontológico del basamento de la región de Cachi, Provincia de Salta, República Argentina. Actas 6° Congreso Geológico Argentino, 1:319-332. Buenos Aires.
- ACEÑOLAZA, G., A. TOSELLI y O. GONZÁLEZ, 1976c. Geología de la región comprendida entre el Salar de Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31:127-136. Buenos Aires.
- ADAMS, CH., H. MILLER y A. TOSELLI, 1990. Nuevas edades de metamorfismo por el método K/Ar de la Formación Puncoviscana y equivalentes, NO de Argentina. En Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. J. Toselli (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4:209-219. Tucumán.
- ALLMENDINGER, R. 1986. Tectonic development of the southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. Bulletin of the Geological Society of America, 97:1070-1082.
- ALLMENDINGER, R., T. JORDAN, M. PALMA y V. RAMOS, 1982. Perfil estructural de la Puna catamarqueña (25°-27°S), Argentina. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 1:499-518. Buenos Aires.
- ALONSO, R. N., 1986. Ocurrencia, Posición Estratigráfica y Génesis de los Depósitos de Boratos de la Puna Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 197 p., (inédito). Salta.
- ALONSO, R. N., 1992. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(2):189-199. Buenos Aires.
- ALONSO, R. N. y E. FIELDING, 1986. Acerca de un nuevo yacimiento de vertebrados paleógenos en la Puna Argentina (Antofagasta de la Sierra, Catamarca). Resúmenes 3^{as} Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Buenos Aires.
- ALONSO, R. N. y R. GUTIÉRREZ, 1986. Litoestratigrafía del Neógeno terminal, Puna sudoriental argentina. Revista del Instituto de Geología y Minería de Jujuy, Universidad Nacional de Jujuy, 6:29-47. Jujuy.
- ALONSO, R. N. y J. VIRAMONTE, 1985. Provincia Boratífera Centroandina. Actas 5° Congreso Geológico Chileno, 2(3): 45-63. Antofagasta.
- ALONSO, R. N., E. CARBAJAL y M. RASKOVSKY, 1980. Hallazgo de icnitas (Aves, Charadriiformes) en el Terciario de la Puna Argentina. Actas 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología y 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 3:75-83. Buenos Aires (1978).
- ALONSO, R. N., R. GUTIÉRREZ y J. VIRAMONTE, 1984a. Megacuerpos salinos cenozoicos de la Puna Argentina. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 1:25-42. Buenos Aires.
- ALONSO, R. N., J. VIRAMONTE y R. GUTIÉRREZ, 1984b. Puna Austral. Bases para el Subprovincialismo Geológico de la Puna Argentina. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 1:43-63. Buenos Aires.
- ALONSO, R. N., R. GUTIÉRREZ, R. PASCUAL y M. RASKOVSKY, 1982. El Grupo Pastos Grandes (Puna Salteña). Mamíferos de su Formación Pozuelos y su antigüedad. Resúmenes 3° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Corrientes.
- ALONSO, R. N., W. BERMAN, M. BOND, A. CARLINI, R. PASCUAL y M. REGUERO, 1988. Vertebrados Paleógenos de la Puna Austral: Sus aportes a la evolución biogeográfica. Resúmenes 5° Jornadas de Paleontología de Vertebrados. Buenos Aires.
- ALONSO, R. N., T. JORDAN, K. TABBUT y D. VANDERVOORT, 1991. Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. Geology, 19:401-404.
- AMENGUAL, R., V. MÉNDEZ, A. NAVARINI, O. VIERA y J. C. ZANETTINI, 1979. Geología de la Región Noroeste. Mapa Geológico de las Provincias de Jujuy y Salta, escala 1:400.000 (dos láminas). Dirección Nacional de Fabricaciones Militares. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., 1971. Geología de los Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 1-2, 704 p. La Plata.
- ARAMAYO, C., 1986. Geología y petrología del borde NE del Salar del Hombre Muerto (prov. de Catamarca). Tesis profesional, Facultad de

- Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 122p., (inédito). Salta.
- ARGAÑARAZ, R., J. VIRAMONTE y L. SALAZAR, 1973. Sobre el hallazgo de serpentinitas en la Puna Argentina. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 1:23-32. Buenos Aires.
- BAHLBURG, H., R. PANKHURST, F. HERVÉ, M. GOETTERT and U. ZIMMERMANN, 1996. The Ordovician basin in the southern Puna: new data on basin evolution and the Paleozoic terranes in NW-Argentina and N-Chile. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5:427. Buenos Aires.
- BALDIS, B. y R. OMARINI, 1984. El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico sudamericano. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 1:64-78. Buenos Aires.
- BALDIS, B., A. GORROÑO, J. PLOSKIEWICZ y R. SARUDIANSKY, 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. *Actas 6° Congreso Geológico Argentino*, 1:3-22. Buenos Aires.
- BARANZAGUI, M. and B. ISACKS, 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4:683-692.
- BASSI, H., 1975. Manifestación Agua de las Palomas. Subsecretaría de Minería de la Nación. Informe interno, 8p., (inédito). Buenos Aires.
- BATTAGLIA, R., 1991. Geología del Yacimiento de boratos de Mina Maggie, Salar de Centenario, Salta. Tesis profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta, 60p., (inédito). Salta.
- BECCHIO, R., J. VIRAMONTE, W. PÉREZ, F. LUCASSEN, C. ARAMAYO, G. FRANZ, G. y R. PEREYRA, 1996. El basamento del borde oriental de la Puna austral. Nuevas evidencias del Ciclo Pampeano. *Terra Nostra* (8/96), 15 *Lateinamerika Kolloquium*, p.19-20.
- BIANCHI, A., 1982. Las precipitaciones en el Noroeste Argentino. Instituto Nacional de Tecnología Agrícola (INTA). Estación Experimental Regional Agropecuaria, Cerrillos. Salta.
- BLASCO, G. y E. ZAPPETTINI, 1995. Geología. En Blasco, G., E. Zappettini y F. Hongn: Hoja Geológica San Antonio de los Cobres (Mapa), Escala 1:250.000. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico. Buenos Aires.
- BLASCO, G., L. VILLAR y E. ZAPPETTINI, 1996. El complejo ofiolítico desmembrado de la Puna Argentina, Provincias de Jujuy, Salta y Catamarca. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3:653-667. Buenos Aires.
- BOND, M. y G. M. LÓPEZ, 1995. Los mamíferos de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la Provincia de Jujuy, Argentina. *Ameghiniana*, 30:301-309. Buenos Aires.
- BOSO, M. A., E. M. BRANDÁN y J. A. SALFITY, 1984. Estratigrafía y paleoambientes del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en la comarca de Brealito, provincia de Salta. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 1:108-123. Buenos Aires.
- BOWRING, S. A., J. GROTZINGER, C. ISACHSEN, A. KNOLL, S. PELECHATY and D. P. KOLOSOV, 1993. Calibrating rates of Early Cambrian evolution. *Science*, 261:1293-1298.
- BRACKEBUSCH, L., 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Academia Nacional de Ciencias. Boletín* 5:137-184. Córdoba.
- BRACKEBUSCH, L. 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias. Córdoba*.
- BURSNALL, J.T. (Ed.), 1989. Mineralization and shear zones. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 6, 300 p. Montreal.
- CAMACHO DE ALCALDE, M., 1977. Estudio geológico del borde oriental de los Valles Calchaquíes, entre Amblayo y San Carlos (provincia de Salta). *Revista Instituto de Geología y Minería de Jujuy, Universidad Nacional de Jujuy*, 2:71-103. Jujuy.
- CAMINOS, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En Turner, J. C. (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 1:225-291. Córdoba.
- CASTILLO, A. L., 1978a. Geología y petrología de la zona Tacuil-Cerro Blanco, departamento Molinos, provincia de Salta. Seminario I. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta, 28p., (inédito). Salta.
- CASTILLO, A. L., 1978b. Microtectónica en series de metamorfismo de mediano a alto grado de la zona de Tacuil-Cerro Blanco. Departamento Molinos, provincia de Salta. Seminario II, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 33 p., (inédito). Salta.
- CASTILLO, A. y O. SUÁREZ, 1982. Reconocimiento geológico del área sillimanítica Tacuil-Cerro Blanco, departamento Molinos, provincia de Salta. Dirección de Minería, Secretaría de Estado de Industria y Minería de la Provincia de Salta. 22p., (inédito). Salta.

- CASTILLO, A. L. y O. SUÁREZ, 1989. La zona metamórfica sillimanítica de Tacuil-Cerro Blanco, Salta, República Argentina. En Schalamuk, I., M. Brodtkorb y H. Leanza (Eds.): Procesos Metalogenéticos. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 3:119-208. Tucumán.
- CASTILLO, A., R. SOLER, C. JUNCOSA y M. POLCELLA, 1986. Informe geológico-agropecuario de la Finca Jasimaná, provincia de Salta. Secretaría de Estado de Industria y Minería, 71p., (inédito). Salta.
- CASTILLO, A., R. BATTAGLIA, J. DAROCA y C. MORELLO, 1992. Yacimientos de ulexita en el salar de Hombre Muerto, Salta-Catamarca, República Argentina. Actas 5° Congreso Nacional Geología Económica y 1° Congreso Latinoamericano Geología Económica, p.272-280. Buenos Aires.
- CATALANO, L., 1964a. Estudio geológico-económico del Salar del Hombre Muerto. Estudios Geológicos Mineros, Serie N°4. Instituto Nacional de Geología y Minería, 133 p. Buenos Aires.
- CATALANO, L., 1964b. Cuenca de Diablillo. Secretaría de Minería. Serie Argentina N° 21-70. Buenos Aires.
- CÉCERE, H., 1975. Área de Reserva N° 25, Vallecito, departamento San Carlos, Salta. Plan de Exploración NOA I, Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe interno, 32 p., (inédito). Secretaría de Minería y Recursos Energético. Salta.
- CÉCERE, H., 1980. Área de Reserva N° 23, Inca Viejo, departamento Los Andes, Salta. Centro de Exploración Geológico-Minera II, Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe interno, 14p., (inédito). Secretaría de Minería y Recursos Energéticos. Salta.
- CHINN, D. and D B. ISACKS, 1983. Accurate source depths and focal mechanism of shallow earthquakes in western South America and New Hebrides island arc. *Tectonics* 2:529-563.
- CINCIONI, E., 1987. Estudio del volcanismo cenozoico del sector occidental del Salar de Hombre Muerto, Provincias de Salta y Catamarca. Tesis profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta, 63p., (inédito). Salta.
- CISTERNA, C. E., 1986. Contribución al conocimiento geológico de la región de la Angostura, departamento San Carlos, Cordillera Oriental, Provincia de Salta. Seminario. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán, 53p., (inédito). Tucumán.
- COIRA, B. y M. BARBIERI, 1989. Relaciones isotópicas Sr87/Sr86 de vulcanitas cenozoicas (22°S-24°30'S) Puna, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44:78-88. Buenos Aires.
- COIRA, B., J. DAVIDSON, C. MPODOZIS and V. RAMOS, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth Science Review*, 18:303-332.
- COIRA, B., N. MANCA y W. CHAILE, 1990. Registros volcánicos en la Formación Puncoviscana. En Aceñolaza, F. G., H. Miller y A. J. Toselli (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 4:53-60. Tucumán.
- COIRA, B., S. KAY, and D.J. VIRAMONTE, 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna - A model for Changing Subduction Geometry. *International Geology Review*. 8:677-720.
- CRIVELLI, D., 1995. Perfil estructural entre Isonza y el Cerro Negro, provincia de Salta. Tesis profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. 51p., (inédito) Salta.
- DALLA SALDA, L., C. CINGOLANI and R. VARELA, 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South American: Result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology*, 20:617-620.
- DALLA SALDA, L., R. VARELA y C. CINGOLANI, 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamerica y el orógeno famatiniano. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:358-366. Buenos Aires.
- DE CELLES, P.G. and K.A. GILES, 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8:105-123.
- DE LOS HOYOS, L., 1993. La situación y la potencialidad de la minería de la provincia de Catamarca. Consejo Federal de Inversiones-Dirección Provincial de Minas de Catamarca, 115p., (inédito). Catamarca.
- DE LOS HOYOS, L., 1994. Oportunidades mineras de la provincia de Catamarca. Conceptualización técnica y económica. Consejo Federal de Inversiones-Dirección Provincial de Minas de Catamarca, 50p., (inédito). Catamarca.
- DERUELLE, B., 1982. Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the South-Central and Meridional Andes. *Journal of Volcanology and Geotherms Research*, 14:77-124.
- DÍAZ, J. I., 1985. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla, Terciario Superior del Valle Calchaquí, provincia de Salta, República Argentina. Actas 4° Congreso Geológico Chileno, 1:1/211-1/234. Antofagasta.

- DÍAZ, J. I., 1987. Estratigrafía y sedimentología del Terciario Superior de la región comprendida por los valles de los ríos Calchaquí y Guachipas (Provincia de Salta). Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán, 122p., (inédito). Tucumán.
- DÍAZ, J. I. y D. MALIZZIA, 1983. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí, Salta. Universidad Nacional de Tucumán. Boletín Sedimentológico, 2(1):8-28. Tucumán.
- DÍAZ, J. I., A. MISERENDINO FUENTES y G. ESTEBAN, 1989. Edad y fósiles del Grupo Payogastilla, valle Calchaquí, Salta, República Argentina. Actas 8º Congreso Geológico Boliviano, 1:309-327. La Paz.
- D.G.O.S., 1994. Legajos de pozos perforados en los departamentos Cachi, Molinos y San Carlos. 1971/94. Dirección General de Obras Sanitarias, Provincia de Salta (D.G.O.S). División perforaciones. El Huayco, (inédito). Salta.
- DONATO, E. y G. VERGANI, 1985a. Geología del sector occidental de la Puna salteña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Gerencia de Exploración, informe interno, 52p., (inédito). Buenos Aires.
- DONATO, E. y G. VERGANI, 1985b. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del cerro Rincón, provincia de Salta, Argentina. Actas 5º Congreso Geológico Geológico Chileno, 1:1/262-283. Antofagasta.
- DURAND, F., 1990. Los conglomerados del Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. En Aceñolaza, F. G., H. Miller y A. J. Toselli (Eds): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica, 4:61-69. Tucumán.
- DURAND, F., 1992. Avances y problemas en la definición del límite Precámbrico-Cámbrico en el Noroeste Argentino. En: El Paleozoico Inferior en Latinoamérica y la Génesis del Gondwana. Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica., 9:127-138. Tucumán.
- DURAND, F. R. y F.G. ACEÑOLAZA, 1990. Caracteres biofaunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior) del Noroeste Argentino. En Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. J. Toselli (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica, 4:71-112. Tucumán.
- FERRETTI, J., 1995. Estudio geotérmico del Complejo Volcánico Quévar-Aguas Calientes (Salta). Potencial geotérmico y relación con la génesis de depósitos evaporíticos. CONICET. Informe de avance de beca interna, (inédito). Salta.
- FRANCIS, P. W., M. HAMILL, G. KRETZSCHMAR and R. S. THORPE, 1978. The Cerro Galán Caldera, northwest Argentina and its tectonic setting. *Nature*, 274:749-751.
- FRANCIS, P. W., R. J. SPARKS, C. J. HAWKESWORTH, R. S. THORPE, D. M. PYLE, J. R. TAIT, M. S MANTOVANI and F. MC DERMOTH, 1989. Petrology and geochemistry of volcanic rocks of the Cerro Galán Caldera, NNW Argentina. *Geological Magazine*, 126(5):515-547.
- FUERTE, A., 1980. Prospección geoelectrica en el área de Payogasta-Campo Largo, Provincia de Salta, Proyecto NOA Hídrico, 1980. Salta.
- FUERTE, A., 1993. Prospección geoelectrica en el Paraje Las Conchas, Dpto. Cafayate, Salta. Programa Agua Potable a Pequeñas Comunidades (APAPC). Consejo Federal de Inversiones (CFI), (inédito). Salta.
- GALLISKI, M.A., 1981. Estructura, Mineralogía y Génesis de las Pegmatitas de El Quemado, Salta, República Argentina. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, 143p., (inédito). Córdoba.
- GALLISKI, M. A., 1983a. Distrito minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, Provincia de Salta. I: El basamento del tramo septentrional de la sierra de Cachi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38:209-224. Buenos Aires.
- GALLISKI, M. A., 1983b. Distrito minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, Provincia de Salta. II: Geología de sus pegmatitas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38:340-380. Buenos Aires.
- GALLISKI, M.A. y C. MILLER, 1989. Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: condicionamientos impuestos por elementos de tierras raras e implicancias tectónicas. Actas 1º Reunión de Geotranssectas de América del Sur, 58-62. Universidad de la República. Uruguay.
- GALLISKI, M. A. and J. G. VIRAMONTE, 1988. The Cretaceous paleorift in north-western Argentina: A petrologic approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 1:329- 342.
- GALLISKI, M.A., A. TOSELLI and J. SAAVEDRA, 1990. Petrology and geochemistry of the Cachi high-alumina trondhjemites, northwestern Argentina. En Kay, S. and C. Rapela (Eds.): *Plutonism from*

- Antarctica to Alaska. Geological Society of America, Special Paper 241:91-100.
- GARCÍA, R. F. y G. BAUDINO, 1994 Control Geológico del pozo para abastecimiento de agua potable El Colte, Seclantás, Salta.
- GARCÍA, R. F., F. MOYA RUIZ, G. BAUDINO y A. FUERTES, 1987. Estudio hidrogeológico en el río Olaroz Grande y salar de Olaroz. Departamento Susques, Provincia de Jujuy. Informe interno Minería la Providencia, (inédito).
- GARDEWEG, M. and C. F. RAMÍREZ, 1988. La Pacana Caldera and the Atana ignimbrites: a major ash flow and resurgent caldera complex of the Andes of northern Chile. *Volcanology*, 49:547-566.
- GARKUS, H. A., 1992. Geología del yacimiento de boratos de Mina María Luisa, Salar de Ratonés, Salta. Tesis profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta, 33p., (inédito). Salta.
- GERAUD, Y., J. M. CARON and P. FAURE, 1995. Porosity network of a ductile shear zone. *Journal of Structural Geology*, 17:1757-1769.
- GONZÁLEZ, O. 1973. Estudio geológico económico del Area de Reserva N° 7, Don Alberto, departamento Antofagasta de la Sierra, Catamarca. Servicio Nacional Geológico Minero. informe interno, 10 p., (inédito). Buenos Aires.
- GONZÁLEZ, O., 1983. Geología, alteración hidrotermal y edad del Cerro Tebenquicho, Departamento de Antofagasta de la Sierra, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38:49-59. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ, O., 1984. Las ignimbritas «Ojo de Ratonés» y sus relaciones regionales. Provincia de Salta. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 1:206-220. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ, O., 1985a. Geología de la serranía Agua de las Palomas y el Cerro Bayo, departamento Antofagasta de la Sierra, prov. de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana*, 16:325-332. Tucumán.
- GONZÁLEZ, O., 1985b. Estudio del Área de Investigación geológico-minera N° 1, Diablillos. Dirección Nacional de Minería y Geología. Secretaría de Minería, informe interno, 80 p., (inédito). Buenos Aires.
- GONZÁLEZ, O., 1991. Geología de mina Incahuasi. Dirección Nacional de Minería y Geología. Subsecretaría de Minería de la Nación, informe interno, 34p., (inédito). Buenos Aires.
- GONZÁLEZ, O., 1992. Geología de la Puna austral entre los 25°15' a 26°30' de latitud sur y los 66°25' a 68°00' de longitud oeste, provincias de Catamarca y Salta, Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 17(2):63-88. Tucumán.
- GRIER, M., 1990. The influence of the Cretaceous Salta rift basin on the development of Andean structural geometries, NW Argentine Andes. PhD Thesis. Cornell University, 178p., (unpublished). New York.
- GRIER, M. and R. D. DALLMEYER, 1990. Age of the Payogastilla Group: Implications for foreland basin development, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 3:269-278.
- GRIER, M., J. SALFITY and R. ALLMENDINGER, 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 4:351-372.
- GUIDI, F., 1979. Informe de los resultados de la revisión radiométrica-geológica de la manifestaciones Don Bosco, Martita Inés y Cerro Bayo, Salta. Comisión Nacional de Energía Atómica, informe interno, 12p., (inédito). Salta.
- GUTIÉRREZ, R., 1981. Perfil geológico del Grupo Pastos Grandes, en el área del perfil tipo, entre el Filo de Copalayo y el cerro El Morro, Departamento Los Andes, Salta. Tesis Profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta, 51p., (inédito). Salta.
- HARRINGTON, H., 1975. South America. En Fairbridge, R. (Ed.): *The encyclopedia of world regional geology*, 1:456-465. Reinhold Book Co. New York.
- HAYASE, K. y C. PROZZI, 1966. Génesis de los yacimientos de sillimanita de Tacuil (Salta), parte 1. Actas 3^{as} Jornadas Geológicas Argentinas, 2:151-171. Buenos Aires.
- HAYASE, K. y C. PROZZI, 1970. Génesis de los yacimientos de Sillimanita de Tacuil, en el departamento Molinos, provincia de Salta, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24:45-62. Buenos Aires.
- HONGN, F. D., 1985. Contribución al conocimiento geológico-estructural del Cordón del Gallego. Seminario. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán. 65p., (inédito). Tucumán.
- HONGN, F. D., 1992. Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. 228p., (inédito). Salta.
- HONGN, F. D. 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento del borde oriental de la Puna; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4):256-268. Buenos Aires.

- HONGN, F. D., 1995. Zonas de cizalla precámbrico-paleozoicas y su vinculación con magmatismo cenozoico de posible interés económico. Puna de Salta y Catamarca. Actas 5° Congreso Nacional de Geología Económica, 264-280. San Juan.
- HONGN, F. D., R. E. SEGGIARO and R. MARRETT, 1996b. Basement structure and its role during Cretaceous extension and Andean (Mio-Pliocene) contraction, Calchaquí Valleys, NW Argentina: EOS (American Geophysical Union Transactions), 77:S259.
- HONGN, F. D., R. MON, J. CUEVAS et J. M. TUBÍA, 1996a. Esquisse structural et cinématique de zones de cisaillement calédoniennes à haute température dans la Quebrada Barranquilla, Puna Oriental (Argentina). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 323,IIa: 809-815. Paris.
- HORMANN, P., H. PICHLER and W. ZEIL, 1973. New data on the young volcanism in the Puna of NW Argentina. Geologische Rundschau, 62:397-419.
- IGARZÁBAL, A., 1981. El sistema glaciolítico en la cuenca superior del río Juramento. Provincia de Salta. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 4:167-183. Buenos Aires.
- IGARZÁBAL, A., 1982. El relieve de la Puna Argentina. Revista del Instituto Geología y Minería de Jujuy. Universidad Nacional de Jujuy, 5:45-65. Jujuy.
- IGARZÁBAL, A., 1983. Aspectos criogénicos en las regiones de Puna y Cordillera Oriental. Actas 1° Reunión Grupo Periglacial Argentino. Instituto Argentino de Nivología y Glaciología. Anales 83:133-139. Mendoza.
- IGARZÁBAL, A., 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas de la Puna. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 1:595-607. Buenos Aires.
- IGARZÁBAL, A. y R. POPPI, 1980. El salar de Hombre Muerto. Acta Geológica Lilloana, 15(2):103-117. Tucumán.
- ISACKS, B.L., 1988. Uplift of the central andean plateau and bending of the Bolivian orocline. Journal of Geothermal Research, 93:3211-3231.
- JEZEK, P., 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. J. Toselli (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino: Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4:9-35. Tucumán.
- JORDAN, T. E., 1984. Cuencas, volcanismo y acortamientos cenozoicos, Argentina, Bolivia y Chile. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 2:7-24. Buenos Aires.
- JORDAN, T. and R. ALONSO, 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South latitude. Bulletin of American Association of Petroleum Geologist, 71(1):49-64.
- JORDAN, T., B. ISACKS, R. ALLMENDINGER, J. BREMER, V. RAMOS and C. ANDO, 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. Bulletin of the Geological Society of America, 94:341-361.
- KAY, R. y S. KAY, 1993. Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics, 219:177-189.
- KNOX, Jr. W. J., S. M. KAY and B. COIRA, 1989. Geochemical evidence on the origin of Quaternary basaltic andesites of the Puna, Northwestern Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44:194-206. Buenos Aires.
- KOPPEN, W., 1948. En Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, 4. Buenos Aires.
- KOUKHARSKY, M., 1984. Pseudodiques metabasálticos en el basamento del borde oriental del Salar del Hombre Muerto, Provincia de Catamarca. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 2:531-546. Buenos Aires.
- KOUKHARSKY, M., B. COIRA, E. BARBER y M. HANNIGN, 1988. Geoquímica de volcanitas ordovícicas de la Puna (Argentina) y sus implicaciones tectónicas. Actas 5° Congreso Geológico Chileno, 3(1):137-151. Santiago.
- LE CORRE, C. and E. ROSSELLO, 1994. Kinematics of Early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 7:301-308.
- LINARES, E. y R. GONZÁLEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina. 1957-1987. Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, N° 19, 628 p. Buenos Aires.
- LÓPEZ, G., 1995. *Suniodon catamarcensis* gen. et sp. nov. y otros *Oldfieldthomasiidae* (Notoungalata, Typotheria) del Eoceno de Antofagasta de la Sierra, Catamarca, Argentina. Actas 6° Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía: 167-172. Trelew.
- LÓPEZ, G. y M. BOND, 1993. Consideraciones sobre los ungulados paleógenos de Antofagasta de la Sierra (Catamarca, Argentina). Ameghiniana, 30(3):332. Buenos Aires.
- LÓPEZ, G. y M. BOND, 1995. Un nuevo Notopithecinae (Notoungalata, Typotheria) del Terciario inferior de la Puna Argentina. Studia Geologica Salmanticensis, 31:87-99. Salamanca.

- LORK, A. and H. BAHLBURG, 1993. Precise U-Pb Ages of Monazites from the Faja Eruptiva de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental, NW Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4:1-6. Buenos Aires.
- LORK, A., H. MILLER and U. KRAMM, 1989. U-Pb zircon and monazite ages of the La Angostura granite and the orogenic history of the northwest Argentina basement. *Journal of South American Earth Sciences*, 2:147-153.
- LORK, A., H. MILLER, U. KRAMM y B. GRAUERT, 1990. Sistemática U-Pb de circones detríticos de la Formación Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la sierra de Cachi (prov. De Salta). En Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. J. Toselli (Eds.): *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4:199-208. Tucumán.
- LUCASSEN, F., H. WILKE, J. VIRAMONTE, R. BECCHIO, G. FRANZ, A. LABER, K. WEMMER and P. VROON, 1996. The Paleozoic Basement of the Central Andes (18°-26°S). A metamorphic view. *Third International Simposyum Andean Geodynamics*. ORSTOM Editions. Collection Colloques et Seminars: 779-782. Paris.
- MALIZZIA, D. C., 1982. Geología del sector comprendido entre Angastaco y La Florida, Departamento San Carlos, Salta. Seminario. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 61 p., (inédito). Tucumán.
- MARTINELLI, E. M., 1979. Perfil estratigráfico del flanco sudoriental del cerro Tin Tin, departamento Cachi, provincia de Salta. Seminario II, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 45p., (inédito). Salta.
- MARRETT, R., 1990. The late Cenozoic tectonic evolution of the Puna plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. Cornell University. Ph.D. Thesis, 365p., (inédito). New York.
- MARRETT, R., R. ALLMENDINGER, R. ALONSO and 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.
- MATTE, P. and Q. XUZHANG, 1988. Decollement in slate belts, examples from the European variscides and the Qin Ling belt of Central China. *Geologische Rundschau*, 77:227-238.
- MAURI, E., 1951. Observaciones geológicas en el sudoeste de la provincia de Salta, departamentos Cafayate, San Carlos, Molinos, Guachipas y La Viña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe interno, (inédito). Buenos Aires.
- MÉNDEZ, V., A. NAVARINI, D. PLAZA y O. VIERA, 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 4:147-158. Buenos Aires.
- MÉNDEZ, V., J. C. TURNER, A. NAVARINI, R. AMENGUAL, R. y O. VIERA, 1979. Geología de la Región Noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, 118 p. Buenos Aires
- MILLER, H., 1984. Orogenic development of the Argentinian-Chilean Andes during the Paleozoic. *Journal of the Geological Society*, 141:885-892.
- MILLER, H., 1996. Early Paleozoic Geochronology and orogenic events in NW Argentina. *Third International Simposyum Andean Geodynamics*. ORSTOM Editions. Collection Colloques et Seminars: 787-790. Paris.
- MILLER, C., R. PANKHURST, R.J., C. RAPELLA, J. SAAVEDRA y A. TOSELLI, 1991. Génesis de los granitoides paleozoicos peraluminosos, áreas Tafi del Valle y Cafayate, Sierras Pampeanas, Argentina. *Resúmenes Expandidos 6° Congreso Geológico Chileno*:36-39. Viña del Mar.
- MILLER, H., A. TOSELLI, J. ROSSI DE TOSELLI y F. ACEÑOLAZA, 1992. El basamento metamórfico en el NW Argentino: Distribución y control estructural. *Actas 3° Congreso Geológico de España y 8° Congreso Latinoamericano de Geología*, 4:300-304. Salamanca. España.
- MINSTER, J., T. JORDAN, P. MOLNAR, P. and E. HAINES, 1974. Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. *Geophysic J. R. Astron Society*, 36:541.
- MON, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34:70-76. Buenos Aires.
- MON, R. y F. HONGN, 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42:31-38. Buenos Aires.
- MON, R. y F. HONGN, 1988a. El corrimiento del borde occidental del Cratógeno Central en la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43:348-342. Buenos Aires.
- MON, R. y F. HONGN, 1988b. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43:124-127. Buenos Aires.

- MON, R. and F. HONGN, 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S Latitude. *Geologische Rundschau*, 80:745-758.
- MON, R. y F. HONGN, 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(1):1-10. Buenos Aires.
- MON, R., F. HONGN y R. OMARINI, 1988. Estructura del basamento andino entre los paralelos 24° y 28° L.S. *Actas 5° Congreso Geológico Chileno*, 1:A/19-36. Santiago.
- MORELLO, C. 1973. Informe final mosaico 15 A3. Plan NOA I, Dirección Nacional de Fabricaciones Militares. Secretaría de Minería y Recursos Energéticos, informe interno, 6 p., (inédito). Salta.
- MORELLO, C. y H. CÉCERE, 1975. Informe final Área de Reserva N° 24, Brealito, departamento Molinos, Salta. Centro de Exploración Geológico- Minera II. Dirección General De Fabricaciones Militares. Secretaría de Minería y Recursos Energéticos, informe interno, 10 p., (inédito). Salta.
- 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*, 24:9-44. Buenos Aires.
- MOYA, M. C., 1988. Estratigrafía del Tremadociano en el tramo austral de la Cordillera Oriental Argentina. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta, 368p., (inédito). Salta.
- MOYA, M. C., S. MALANCA, F. HONGN y H. BAHLBURG, 1993. El Tremadoc Temprano en la Puna Occidental Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2:20-30. Buenos Aires.
- NADIR, A. y T. CHAFATINOS, 1990. Los suelos del N.O.A. (Salta y Jujuy). T. 2. Publicación de la Administración del Fondo Especial del Tabaco.
- NAVARRO GARCÍA, L. y E. ROSSELLO, 1989. Mineralizaciones auríferas en la comarca del Hombre Muerto, Catamarca y Salta, Argentina. En Schalamuk, I., M. Brodtkorb y H. Leanza (Eds.): *Procesos Metalogenéticos*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 3:51-62. Tucumán.
- OMARINI, R., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el Valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta, 202 p., (inédito). Salta.
- OMARINI, R. y R. ALONSO, 1987. Lavas en la Formación Puncoviscana, Río Blanco, Salta, Argentina. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 4:292-295. Tucumán.
- 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. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3:291-307. Buenos Aires.
- OMARINI, R. y R. SUREDA, 1994. El basamento centroandino y sus cuencas marginales entre el rift irúyico (515Ma) y la colisión oclóyica (435Ma). *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 1:491-497. Concepción (Chile).
- OMARINI, R., J. VIRAMONTE, U. CORDANI, J. SALFITY y K. KAWASHITA, 1984. Estudio geocronológico Rb/Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de los Cobres. Provincia de Salta, Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 3:146-158. Buenos Aires.
- OMARINI, R., R. MON, H. GOETZE, F. HONGN y R. MARRET, 1988. El basamento Precámbrico de la Puna austral: una llave para la interpretación tectónica de los Andes Centrales. *Actas 7° Congreso Latinoamericano de Geología*, 1:91-100. Belem. Brasil.
- OYARZÁBAL, F., 1989. Geología del basamento cristalino del extremo noreste de la sierra de Quilmes, Salta. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán, 172 p., (inédito). Tucumán.
- PARRA, R. y V. FACIO, 1986. Informe Soroche-Vulcano. Etapa de evaluación previa, Centro de Exploración Salta. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe interno, Subsecretaría de Minería de la Nación. Buenos Aires, 13 p., (inédito). Buenos Aires.
- PASCUAL, R., 1983. Novedosos marsupiales paleógenos de la Formación Pozuelos (Grupo Pastos Grandes) de la Puna, Salta, Argentina. *Ameghiniana*, 20(3-4):265-280. Buenos Aires.
- QUENARDELLE, S. 1987. Caracterización estructural de un sector de la Puna Argentina. *Actas 2° Simposio Latinoamericano de Sensores Remotos*, 37-57. Bogotá.
- QUENARDELLE, S., 1989. Características petrológicas y geoquímicas del basamento en el sector oriental del salar del Hombre Muerto, Puna Argentina. Tesis doctoral. Facultad de

- Ciencias Naturales. Universidad de Buenos Aires, 149p., (inédito). Buenos Aires.
- QUENARDELLE, S., 1990a. Geología y petrología del basamento metamórfico del sector oriental del Hombre Muerto, Puna Argentina. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 1:166-169. San Juan.
- QUENARDELLE, S., 1990b. Filitas Laguna Verde -Una nueva unidad metamórfica del basamento oriental del Salar del Hombre Muerto, Puna Argentina. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 1:170-173. San Juan.
- RAMOS, V., 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el Noroeste Argentino. Revista del Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, 6:13-28. Jujuy..
- RAMOS, V., 1988. Late Proterozoico-Early Paleozoic of Soth America- a collisional history. Episodes, 11:168-174.
- RAMSAY, J., 1977. Plegamiento y fracturación de rocas. H. Blume Ediciones, 590p. (Versión traducida al castellano en 1997).
- REYES, F. C., 1972. Correlaciones en el Cretácico de la cuenca andina de Bolivia, Perú y Chile. Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, 1:101-144. La Paz.
- REYES, F. C. y J. SALFITY, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 3:355-385. Buenos Aires.
- ROJO, R., 1972. Geología de la región comprendida entre Nacimientos y Antofagasta de la Sierra, Prov. de Catamarca. Seminario. Escuela Universitaria de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 77p., (inédito). Tucumán.
- ROSELLO, E. and C. LE CORRE, 1995. Kinematics and tectonic significance of Early-Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. IGCP Project 376. Laurentian-Gondwanan Connections before Pangea. Field Conference. Program with Abstracts, p.32. Jujuy.
- ROSSI DE TOSELLI, J., A. TOSELLI, D. INDRI, J. SAAVEDRA y E. PELLITERO, 1985. Petrología y geoquímica de plutones fuertemente peraluminicos de las Sierras Pampeanas: El problema de los granitos cordieríticos. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 16:55-64. Buenos Aires.
- ROSSI DE TOSELLI, J., A. TOSELLI, A. WILLNER y M. E. MEDINA, 1987. Geotermobarometría de granate-biotita-cordierita en los gneises de alto grado entre las regiones de Cafayate y Colalao del Valle, Sierra de Quilmes. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 3:25-30. Tucumán.
- RUIZ, P.S., 1993. Estudio geológico en el valle de Pucará, departamento San Carlos, provincia de Salta. Tesis profesional. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta, 71p., (inédito). Salta.
- RUSSO, A., 1948. Levantamiento geológico en la cuenca del río Calchaquí, departamento de Molinos, provincia de Salta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito).
- SALFITY, J. A., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 1:11-26. Buenos Aires.
- SALFITY, J., 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el Noroeste Argentino. Actas 4° Congreso Geológico Chileno, 1:2/119-137. Antofagasta.
- SALFITY, J. A. and R. A. MARQUILLAS, 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. In Salfity, J.A. (Ed.): Cretaceous Tectonic of the Andes. Earth Evolution Sciences: 266-315. Fiedr. Vieweg & Shon, Braunschweig-Wiesbasen.
- SALFITY, J., R. OMARINI, B. BALDIS y W. GUTIÉRREZ, 1975. Consideraciones sobre la evolución geotectónica del Precámbrico y Paleozoico del Norte Argentino. Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4:341-362. Buenos Aires.
- SALFITY, J., S. MALANCA, E. BRANDAN, C. MONALDI y C. MOYA, 1984a. La fase Guandacol (Ordovícico) en el Norte Argentino. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 1:555-567. Buenos Aires.
- SALFITY, J. A., S. GORUSTOVICH, C. MOYA y R. AMENGUAL 1984b. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 1:539-554. Buenos Aires.
- SANGUINETTI, A., 1990. El volcanismo cuaternario de Puna Austral asociado a fallamiento: Primera información del sector oriental del Salar de Antofalla. Provincia de Catamarca, Argentina. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 1:133-136. San Juan.
- SEGERSTROM, K. and J. C. TURNER, 1972. A conspicuous flexure in regional structural trend in the Puna of Northwestern Argentina. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 800b: 205-209. Washington.

- SIBSON, R., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal Geological Society*, 133:191-213.
- SOLER, R. H., 1996. Excavación y entubación de un pozo para la provisión de agua potable en Paraje Buena Vista, Municipio de Payogasta, Dpto. Cachi, Provincia de Salta.
- SUREDA, R. y M. GALLISKI, 1989. La Metalogenia del Noroeste Argentino. Criterios para la elaboración del Mapa Metalogénico de Salta y Jujuy. En Schalamuk, I., M. Brodtkorb y H. Leanza (Eds.): *Procesos Metalogenéticos*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 3:13-44. Tucumán.
- SUREDA, R., M. GALLISKI, P. ARGANARAZ y J. DAROCA, 1986. Aspectos metalogénicos del Noroeste Argentino. Provincias de Salta y Jujuy. Capricornio, Universidad Nacional de Salta, 1:39-95. Salta.
- SPARKS, R. S. J., P. W. FRANCIS, R. D. HAMER, R. J. PANKHURST, L. O. O'CALLAGHAN, R. S. THORPE and R. PAGE, 1985. Ignimbrites of the Cerro Galan caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24:205-248.
- STARCK, D. y G. VERGANI, 1996. Desarrollo Tecto-sedimentario del Cenozoico en el Sur de la provincia de Salta-Argentina. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1:433-452. Buenos Aires.
- THORPE, R. S. and P. W. FRANCIS, 1979. Variations in Andean andesite composition and their petrogenetic significance. *Tectonophysics*, 57:53-70.
- TOSELLI, A., 1982. Criterios de definición del metamorfismo de muy bajo grado, con especial énfasis en el perfil de Falda Ciénaga, Puna de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37:205-213. Buenos Aires.
- TOSELLI, A., 1990. Metamorfismo del Ciclo Pampeano. En Aceñolaza, F. G., H. Miller y A. J. Toselli (Eds.): *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*: Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4:181-197. Tucumán.
- TOSELLI, A., 1992. El magmatismo del noroeste argentino. *Reseña sistemática e interpretación*. Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica, 8: 243 p. Tucumán.
- TOSELLI, A. y J. ROSSI DE TOSELLI, 1990. Metamorfismo de baja presión en las Sierras Pampeanas y Cordillera Oriental en el NW de Argentina. Relaciones con el plutonismo granítico. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 1:174-177. San Juan.
- TOSELLI, A., J. ROSSI DE TOSELLI y C. RAPELA, 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 33:105-121. Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 13:15-39. Buenos Aires.
- TURNER, J.C., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Academia Nacional de Ciencias. Boletín* 41:163-169. Córdoba.
- TURNER, J. C., 1961. Estratigrafía del Nevado de Cachi y adyacencias. *Acta Geológica Lilloana*, 3:191-226. Tucumán.
- TURNER, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi. *Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín* 99, 78 p. Buenos Aires.
- TURNER, J.C., 1972. Puna. En Leanza, A. (Ed.): *Primer Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 91-116. Córdoba.
- TURNER, J.C., 1979 (Ed.). *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1, 675 p. Córdoba.
- TURNER, J. C. y V. MÉNDEZ, 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta. *República Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Boletín* 51(1-2):11-24. Córdoba.
- TURNER, J. C. y V. MÉNDEZ, 1979. Puna. En Turner, J. C. (Ed.): *2° Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1:19-56. Córdoba.
- TURNER, J. C. y R. MON, 1979. Cordillera Oriental. En Turner, J. C. (Ed.): *2° Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1:57-94. Córdoba.
- UBER, S., 1987. Estudio químico-petrográfico de los volcanes del Jote, Dpto. de Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. Trabajo final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Buenos Aires, 57p., (inédito). Buenos Aires.
- VANDERVOORT, D. S. 1993. Non-Marine Evaporite Basin Studies, Southern Puna Plateau, Central Andes., PhD Thesis, Cornell University 189p. Ithaca, New York (unpublished).
- VANDERVOORT, D. S., T. E. JORDAN, P. K. ZEITLER and R. ALONSO, 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine Central Andes. *Geology*, 23:145-148.
- VERGANI, G. y STARCK, D., 1989. Aspectos estructurales del Valle de Lerma al sur de la Ci-

- dad de Salta. Boletín de Informaciones Petrolíferas, 16:2-9. Buenos Aires.
- VIDES, M., 1978. Geología de la zona central del Salar del Hombre Muerto, Dpto. Los Andes (Prov. de Salta) y Dpto. Antofagasta de la Sierra (Prov. de Catamarca). Seminario. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán, 66 p., (inédito). Tucumán.
- VILELA, C. R., 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna saltajujeña y su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6(2):101-107. Buenos Aires.
- VILLANUEVA, A., 1988. Geología de los valles de Pucará (departamento de San Carlos) y Hualfin (departamento de Molinos), provincia de Salta, República Argentina. Actas 5° Congreso Geológico Chileno, 1:A/203-218. Santiago de Chile.
- VILLANUEVA, A., 1992. Geología del Valle de Pucará, con especial referencia a la sedimentología y estratigrafía de las unidades cretácicas-terciarias, Provincia de Salta, República Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán, 123 p., (inédito). Tucumán.
- VIRAMONTE, G., R. SUREDA y M. RASKOVSKY 1976. Rocas metamórficas de alto grado al oeste del Salar Centenario, Puna Salteña. Actas 6° Congreso Geológico Argentino, 2:191-206. Buenos Aires.
- VIRAMONTE, J., M. GALLISKI, V. ARAÑA, A. APARICIO, L. GARCÍA y C. ESCORZA, 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 3:234-253. Buenos Aires.
- VIRAMONTE, J. G., R. BECCHIO, B. COIRA, C. ARAMAYO, R. OMARINI y L. GARCÍA CACHO, 1993. Aspectos petrológicos y geológicos del basamento preordovícico del borde oriental de la Puna Austral. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4:307-318. Buenos Aires.
- WIGGER, P., 1988. Seismicity and Crustal structure of the Central Andes. En Bahlburg, H., Ch. Breitkreuz and P. Giese (Eds.): The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences, 17:209-229. Berlin.
- WILLNER, A. P., 1990. División tectonometamórfica del basamento del Noroeste Argentino. En Aceñolaza, F.G., H. Miller y A. J. Toselli (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino: Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4:113-159. Tucumán
- WILLNER, A. and H. MILLER, 1992. A discussion of «The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S Latitude.» by Mon and Hongn. Geologische Rundschau, 81:795-798. Stuttgart
- WILLNER, A., U.S. LOTTNER and H. MILLER, 1987. Early Paleozoic Structural Development in the NW Argentina Basement of the Andes and its implication for geodynamic reconstructions. En McKenzie, G.D. (Ed.): Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics. Geophysical Monographs, 4:229-240. American Geophysical Union.
- ZAPPETTINI, E., 1996. Minería. En Descripción de la Hoja Geológica 2566 – I, San Antonio de los Cobres. Subsecretaría de Minería. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Buenos Aires.
- ZAPPETTINI, E. O., G. BLASCO y L. VILLAR, 1994. Geología del extremo sur del salar de Pocitos, Provincia de Salta, República Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 1:220-224. Concepción.

Entregado: 22 de septiembre de 1997

Arbitrado por Víctor Ramos en septiembre de 1999

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

**Hoja Geológica 2566-III
Cachi**

Provincias de Salta y Catamarca

Fernando D. Hongn y Raúl E. Seggiaro

<i>Cretácico-Paleógeno:</i>	César R. Monaldi
<i>Cenozoico sedimentario de la Puna:</i>	Ricardo N. Alonso
<i>Cenozoico sedimentario de la Cordillera Oriental:</i>	Raúl E. González
<i>Geomorfología:</i>	Antonio P. Igarzábal
<i>Recursos Minerales:</i>	Eulogio Ramallo y Marta Godeas
<i>Hidrogeología:</i>	Alfredo Fuertes, Rodolfo García y Federico Moya
<i>Supervisión:</i>	Osvaldo González

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

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente Lic. Roberto F. N. Page
Secretario Ejecutivo Lic. Juan Carlos Sabalúa

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director Lic. José E. Mendía

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director Dr. Antonio Lizuain

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

HONGN, F. D. y R. E. SEGGIARO, 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248, 87 p. Buenos Aires.

Cita particular ejemplo:

MONALDI C.R., 2001. Cretácico Paleógeno. En: HONGN, F. D. y R. E. SEGGIARO, 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248: 20-23. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN	5
Ubicación de la Hoja y área que abarca	5
Naturaleza y Metodología del trabajo	5
Investigaciones anteriores	6
2. ESTRATIGRAFÍA	7
2.1. Neoproterozoico-Eopaleozoico	7
2.1.1. Puna	7
2.1.1.1. Neoproterozoico-¿Eocámbrico?	7
2.1.1.1.1. Rocas metamórficas	7
Formación Pachamama	8
Complejo Metamórfico Río Blanco	8
Metamorfita Antofallita	10
2.1.1.2. Cámbrico-Ordovícico	10
2.1.1.2.1. Rocas sedimentario-epimetamórficas	10
Formación Tolillar	10
Formación Falda Ciénega	11
2.1.1.2.2. Rocas magmáticas	12
Complejo Básico Ojo de Colorados	12
Complejo Eruptivo Oire	12
Formación Cortaderas	14
2.1.2. Cordillera Oriental	15
2.1.2.1. Neoproterozoico-Eocámbrico	15
2.1.2.1.1. Rocas metamórficas	15
Formación Puncoviscana	15
Formación La Paya	16
2.1.2.1.2. Rocas plutónicas	17
Formación Cachi	17
2.1.2.2. Cámbrico-Ordovícico	18
2.1.2.2.1. Rocas plutónicas	18
Tonalita Las Viñas	18
Granito La Angostura	18
Granito Pucará	19
Granito Altos del Cajón	20
2.2. Cretácico-Paleógeno	20
2.2.1. Cordillera Oriental	20
Grupo Salta	20
Subgrupo Pirgua	21
Subgrupo Balbuena	22
Formación Lecho	22
Formación Yacoraite	22
Subgrupo Santa Bárbara	23
Formación Mealla	23

	Formación Maíz Gordo	23
	Formación Lumbrera	23
2.3. Cenozoico		23
2.3.1. Puna		23
2.3.1.1. Rocas sedimentarias		23
2.3.1.1.1. Paleógeno		24
	Formación Geste	24
2.3.1.1.2. Paleógeno-Neógeno		25
	Sedimentita Vizcachera	25
2.3.1.1.3. Neógeno		25
	Formación Catal	25
	Formación Batín	26
	Formación Sijes	26
2.3.1.1.4. Cuaternario		26
	Depósitos terrazados	27
	Depósitos aluviales y coluviales	27
	Depósitos evaporíticos-Salares	27
2.3.1.2. Rocas volcánicas y subvolcánicas		28
2.3.1.2.1. Fases magmáticas		29
	Primera fase magmática	29
	Formación Catal	29
	Formación Inca Viejo	30
	Formación Tebenquicho	30
	Ignimbrita Pucarilla	30
	Segunda fase magmática	31
	Andesita Ratones	31
	Lava Real Grande	32
	Tercera fase magmática	33
	Complejo Volcánico Cerro Galán	33
	Ignimbrita del centro resurgente	33
	Lavas y domos de post caldera	33
	Ignimbrita dacítica	33
	Cuarta fase magmática	34
	Formación Incahuasi	34
	Consideraciones genéticas	34
2.3.2. Cordillera Oriental		35
2.3.2.1. Paleógeno(?) - Neógeno		35
	Formación Luracatao	35
	Grupo Payogastilla	35
	Formación Quebrada de los Colorados	35
	Formación Angastaco	36
	Formación Palo Pintado	37
	Formación San Felipe	38
2.3.2.2. Cuaternario		38
	Depósitos terrazados	39
	Depósitos aluviales y coluviales	39

	Depósitos de deslizamiento	39
	Depósitos aluviales y terrazas cultivadas	39
3. TECTÓNICA		40
3.1.	Estructuras neoproterozoico - eocámbricas	40
3.2.	Estructuras ordovícicas	41
3.3.	Estructuras cretácicas	43
3.4.	Estructuras cenozoicas	45
3.5.	Inversión de estructuras	46
3.6.	Lineamientos	48
4. GEOMORFOLOGÍA		49
4.1.	Introducción	49
	Rasgos fisiográficos	49
	Climas y suelos	49
	Escurrimiento	50
	Procesos morfogenéticos	51
4.2.	El relieve	52
4.3.	Riesgos geológicos	54
5. HISTORIA GEOLÓGICA		54
6. HIDROGEOLOGÍA		57
6.1.	Región de los valles calchaquíes	57
6.2.	Región de la puna austral	60
7. RECURSOS MINERALES		63
	Depósitos de Minerales Metalíferos	64
	Berilio	64
	Cobre	64
	Columbio-Tantalio	66
	Litio	66
	Oro	66
	Plomo	69
	Uranio – Vanadio	70
	Depósitos de Minerales Industriales	70
	Boratos	70
	Cloruro de Sodio	71
	Diatomita	71
	Sillimanita	71
	Sulfato de sodio	75
	Travertino	75
8. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO		75
BIBLIOGRAFÍA		77