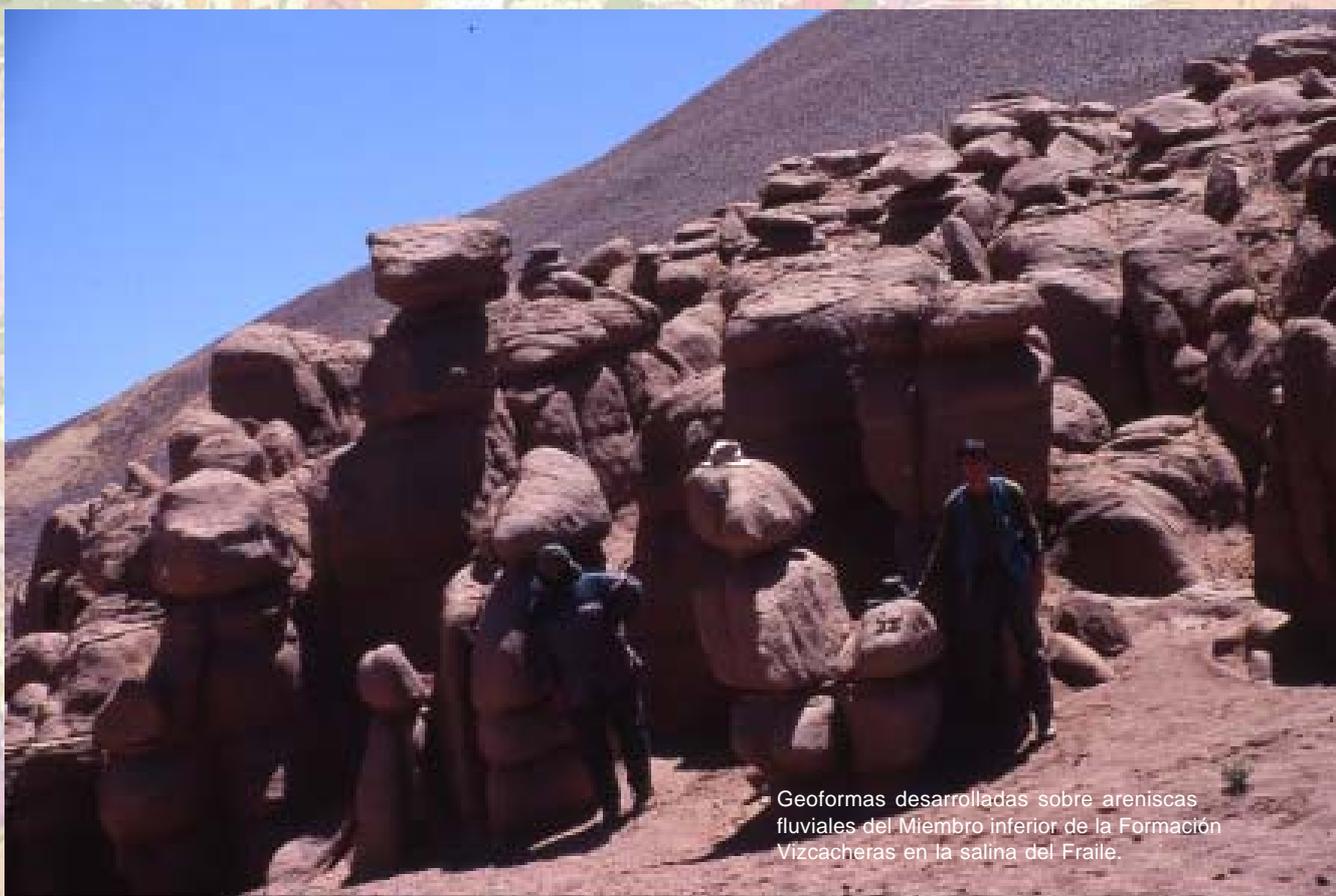


Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 2569-IV Antofalla



Geoformas desarrolladas sobre areniscas fluviales del Miembro inferior de la Formación Vizcacheras en la salina del Fraile.

Provincias de Catamarca y Salta

Raúl Seggiaro

*Estratigrafía, Historia Geológica
y Sitios de Interés Geológico:*

Raúl Seggiaro y Raúl Becchio

Petrología:

Raúl Becchio

Estructura:

Raúl Seggiaro

Geomorfología:

Fernando Pereyra

Recursos Minerales:

Liliana Martínez

Supervisión: Osvaldo González



INSTITUTO
DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS
MINERALES

SEGEMAR

SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

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

Hoja Geológica 2569-IV

Antofalla

Provincias de Catamarca y Salta

Jefe de proyecto: Raúl Seggiaro

Estratigrafía, Historia Geológica y Sitios de Interés Geológico: Raúl Seggiaro y Raúl Becchio

Petrología: Raúl Becchio

Estructura: Raúl Seggiaro

Geomorfología: Fernando Pereyra

Recursos Minerales: Liliana Martínez

Supervisión: Osvaldo González

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

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

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Lic. Roberto F. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: Lic. José E. Mendía

SEGEMAR

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

Referencia bibliográfica

SEGGIARO, R., BECCHIO, R., PEREYRA, F. y L. MARTÍNEZ, 2007.
Hoja Geológica 2569-IV, Antofalla, provincias de Catamarca y Salta. Instituto
de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Bo-
letín 343, 62 pp. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
2. ESTRATIGRAFÍA	4
2.1. Neoproterozoico - Paleozoico inferior	4
2.1.1. Neoproterozoico superior - Cámbrico	4
Metamorfitas de mediano a alto grado	4
2.2. Paleozoico	6
2.2.1. Ordovícico	6
Granito Archibarca	6
Granito Antofalla	7
Granito Campo Negro	7
Granito Cerro Plegado	7
Complejo sedimentario volcánico Cortaderas Chicas	8
2.3. Paleozoico superior - Mesozoico	12
2.3.1. Pérmico inferior	12
Formación Patquía - de La Cuesta	12
2.3.2. Pérmico - Triásico	15
Formación La Tabla	15
2.4. Mesozoico	16
2.4.1. Triásico	16
Granito León Muerto	16
Diques Triásicos	17
2.4.2. Jurásico inferior	17
Sedimentitas y volcanitas jurásicas	17
2.5. Cenozoico	18
2.5.1. Paleógeno	18
2.5.1.1. Eoceno	18
Formación Geste	18
2.5.2. Paleógeno - Neógeno	19
2.5.2.1. Eoceno superior - Mioceno medio	19
Formación Vizcachera	19
Miembro Inferior	20
Miembro Superior	22
2.5.3. Neógeno	22
2.5.3.1. Mioceno	22
Vulcanitas del Mioceno inferior	22
Vulcanitas del Mioceno medio al Mioceno superior	27

	Formación Sijes	28
	Vulcanitas del Mioceno superior	28
	Ignimbrita Caballo Muerto	31
	Ignimbrita Los Colorados	31
2.5.3.2.	Plioceno	31
	Ignimbrita Los Patos	31
	Vulcanitas del Plioceno inferior	32
	Ignimbrita Archibarca	33
	Vulcanitas del Plioceno superior	34
2.5.4.	Cuaternario	34
2.5.4.1.	Pleistoceno	34
	Ignimbrita Caletones	34
	Basaltos del Pleistoceno	35
	Domos riolíticos	36
	Ignimbrita vitrofírica	36
2.5.4.2.	Holoceno	37
	Depósitos evaporíticos	37
	Depósitos fluviales aterrazados antiguos	37
	Depósitos aluviales modernos	37
	Depósitos lacustres	37
	Depósitos coluviales	37
3.	ESTRUCTURA	37
3.1.	Estructura del Paleozoico inferior	37
3.2.	Estructura del Paleozoico superior - Mesozoico	38
3.3.	Estructura Andina	38
4.	GEOMORFOLOGÍA	42
4.1.	Paisaje volcánico	44
4.2.	Paisaje de valles y bolsones tectónicos	46
4.3.	Paisaje poligénico estructural - litológico	48
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	48
6.	RECURSOS MINERALES	50
6.1.	Depósitos de minerales metalíferos	50
	Plata - Plomo - Cinc - Cobre	50
6.2.	Depósitos de minerales industriales	54
	Azufre	54
	Evaporitas	56
	Sal de roca y boratos	56

Cloruro de sodio	56
Sulfato de sodio	57
Ónix	57
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	58
Posible impacto de meteorito en la vega Tamberías	58
Litología de la Formación Sijes en el salar del Río Grande	58
Colapso del centro volcánico del cerro Médano	58
Falla directa pérmica en la sierra Quebrada Honda	58
Estratigrafía y estructuras en el salar del Fraile	58
Complejo volcánico Cori	59
Relación del Granito Archibarca con la roca de caja	59
Actividad minera jesuítica en el volcán Antofalla	59
Basalto fisural pleistoceno en Chascha	59
BIBLIOGRAFÍA	60

RESUMEN

La Hoja Antofalla se ubica entre las coordenadas 25° 00' - 26° 00' LS y 67° 30' LO y el límite con Chile, en la Puna Austral, dentro de las provincias de Catamarca y Salta.

La Puna es una altiplanicie con un nivel de base de 4000 m s.n.m., con serranías y aparatos volcánicos alineados en sentido norte sur que separan extensas depresiones, muchas de ellas ocupadas por salares.

Las rocas más antiguas aflorantes en la Hoja son rocas metamórficas de mediano a alto grado del Neoproterozoico-Cámbrico, que están asociadas a granitoides ordovícicos en las áreas de Campo Negro, Archibarca, Cerro Plegado y Antofalla.

Las unidades del Paleozoico inferior corresponden al Complejo Volcánico Sedimentario Cortaderas Chicas. Constituyen extensos afloramientos integrados por rocas pelíticas y areniscas con intercalaciones de vulcanitas ácidas y básicas e intrusivos graníticos. Todas las unidades presentan un metamorfismo de bajo grado. Estas unidades están deformadas con pliegues apretados y volcados que desarrollaron clivaje de plano axial y cabalgamientos con la vergencia dominante hacia el oeste.

El Paleozoico superior está integrado por estratos rojos continentales de edad pérmica pertenecientes a la Formación Patquía - de La Cuesta (Grupo Paganzo).

Durante el Pérmico-Triásico se registraron unidades volcánicas y pórfiros de la Formación La Tabla asociada a fallas extensionales en la sierra Quebrada Honda, el Granito León Muerto que intruye a rocas ordovícicas en el sudoeste de la Hoja y diques que intruyen a las sedimentitas pérmicas en el salar del Fraile.

Los antedichos estratos del Paleozoico superior infrayacen en discordancia angular a la Formación Geste del Paleógeno, integrada por areniscas conglomeráticas rojizas.

La actividad del arco magmático y el acortamiento controlaron la naturaleza de las unidades paleógeno-neógenas y neógenas. Los depósitos sedimentarios de la Formación Vizcachera representan la evolución de una cuenca de antepaís, cuya secuencia se inicia con depósitos fluviales arenosos y sin participación volcánica, pasando a facies conglomeráticas con rodados de vulcanitas provenientes del arco volcánico e intercalaciones de ignimbritas en los niveles superiores.

A partir del Mioceno inferior se desarrolló una intensa actividad magmática en el ámbito de la Hoja, representada por cuerpos subvolcánicos y

estratovolcanes e ignimbritas ejemplificados en los complejos Cori, Cave, Quebrada del Agua y vulcanitas del Cerro León Muerto. La instalación del arco volcánico y la estructuración y elevación de la Puna está representada en la región por grandes estratovolcanes entre los que se destacan el Tebenquicho y el Antofalla.

El volcán Archibarca emitió ignimbritas que se dispersaron radialmente y condicionaron el desarrollo de la cuenca evaporítica representada por la Formación Sijes en el salar del Río Grande.

Durante el Pleistoceno, la actividad volcánica continuó con la emisión de basaltos a partir de centros monogénicos y fisurales desarrollados a lo largo de fracturas extensionales, entre los que se destaca el volcán Chascha.

Los depósitos actuales, típicos de un ambiente desértico de condiciones extremas, están integrados por acumulaciones de depósitos aluviales, lacustres, coluviales y eólicos, que cubren gran parte del área relevada.

La evolución estructural de la región muestra la participación de varios eventos de deformación superpuestos desde el Neoproterozoico.

La sierra de Calalaste, junto a los afloramientos de basamento presentes al oeste del salar de Antofalla, podrían representar remanentes de una antigua faja plegada desarrollada durante el Paleozoico inferior. Las estructuras antiguas habrían controlado el desarrollo y la geometría de las cuencas y la vergencia de los cabalgamientos desde los inicios de la orogenia Andina.

En el Paleozoico superior se desarrolló un evento tectónico extensional, cuya respuesta sedimentaria está reflejada en los depósitos pérmico-triásicos.

En la sierra Quebrada Honda se observó la relación de una falla directa del Paleozoico superior parcialmente reactivada a inversa durante la tectónica Andina.

Los esfuerzos compresivos andinos originaron un sistema de fajas plegadas representada en la Hoja por los cabalgamientos: de Calalaste, Antofalla y Cerro Plegado - Quebrada Honda.

Además de los esfuerzos compresivos, al norte de las Salinas Grandes y en Los Colorados, en el extremo nordeste de la Hoja, se observaron fallas con desplazamientos dextrales que indican la presencia de una tectónica transcurrente durante el Neógeno.

Los recursos minerales están representados por depósitos metalíferos de Ag-Pb-Zn-Cu y depósitos de minerales industriales como azufre, evaporitas actuales y fósiles y ónix.

ABSTRACT

The Antofalla sheet is located between coordinates 25° 00' - 26° 00' SL and 67° 30' WL and the limit with Chile, in the Southern Puna, within the provinces of Catamarca and Salta.

The Puna is a plateau with a basal level of 4000 mts. above the sea, with hills and volcanic belts aligned on a north-south direction, separating vast depressions, most of which are occupied by saline deposits.

The oldest exposed rocks in the sheet are medium to high degree metamorphic rocks of the Neoproterozoic-Cambrian, which are associated to Ordovician granitoids in the areas of Campo Negro, Archibarca, Cerro Plegado and Antofalla.

The units from lower Paleozoic correspond to the Sedimentary Volcanic Complex of Cortaderas Chicas. They constitute vast outcrops integrated by pelitic rocks and sandstones with alternations of acid and basic vulcanites as well as intrusive granitic rocks. All the units present low-degree metamorphism. These units are deformed with tight and overturned folds that developed axial plane cleavage and west-verging thrusts.

The upper Paleozoic is integrated by red continental layers of the Permian age corresponding to the Patquía - de La Cuesta Formation (Paganzo Group).

During the Permian-Triassic there were volcanic units and porphyries of La Tabla Formation associated to extensional faults in the Sierra Quebrada Honda, the Granito León Muerto which intrudes Ordovician rocks located southwest of the sheet and the dikes that intrude Permian sedimentary rocks in the Salar del Fraile.

The abovementioned layers of the upper Paleozoic underlie in angular discordance with the Geste Formation of the Paleogene period, integrated by reddish conglomerate sandstones.

Both the activity of the magmatic arc and the shortening controlled the nature of the Paleogene-Neogene and Neogene units. The sedimentary deposits of the Vizcachera Formation represent the evolution of a foreland basin where the sequence starts with pluvial sand deposits, and without volcanic participation, to conglomerate facies with vulcanite balls from the volcanic arc and alternations of ignimbrites in the upper levels.

Since the lower Miocene there has been intense magmatic activity in the area of the sheet represented by stratovolcanoes and subvolcanic bodies as well

as ignimbrites exemplified in the complexes of Cori, Cave, Quebrada del Agua and vulcanites of Cerro León Muerto. The settlement of the volcanic arc and the structuring and elevation of the Puna is represented in the region by large stratovolcanoes, among which the Tebenquicho and the Antofalla are the most outstanding ones.

The Archibarca volcano emitted ignimbrites which were radially dispersed and they conditioned the development of the evaporite basin represented by the Sijes Formation in the Salar del Río Grande.

During the Pleistocene, the volcanic activity continued with basalt outputs from monogenetic centers and fissurals developed along the extensional fractures, among which the Chascha volcano is the most outstanding one.

The current deposits, typical of a desert environment of extreme conditions are integrated by alluvial, lacustral, colluvial and eolian deposits, which cover a large part of the surveyed area.

The structural evolution of the region shows the participation of several juxtaposed deformation events since the Neoproterozoic.

The Sierra de Calalaste and the outcrops of basement rock which are present in the west of the Salar de Antofalla could represent the remains of an old folded belt which developed during the lower Paleozoic. The old structures might have controlled the development and geometry of the basins and the vergence of the thrusts since the beginning of the Andean orogeny.

In the upper Paleozoic there was a vast tectonic event and its sedimentary response is reflected on the Permian-Triassic deposits.

In the sierra Quebrada Honda, the relation of a direct fault from the upper Paleozoic partially and inversely reactivated during the Andean tectonics was observed.

The Andean compression originated a system of folded belts which is represented in the sheet by the following thrusts: Calalaste, Antofalla and Cerro Plegado - Quebrada Honda.

Apart from the compression, in the north of Salinas Grandes and in Los Colorados, the northeastern extreme of the sheet, some faults with dextral displacements indicating the presence of transcurrent tectonics during the Neogene were observed.

The mineral resources are represented by metalliferous deposits of Ag-Pb-Zn-Cu and deposits of industrial minerals such as sulphur, evaporites and onyx

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja Antofalla fue realizada bajo las pautas y normativas fijadas por el Programa Nacional de la Carta Geológica. La metodología de trabajo consistió en relevamientos expeditivos en el campo donde se efectuaron muestreos selectivos de unidades mayores y la interpretación de fotografías aéreas a escala 1 : 50.000 de las áreas con mayor dificultad,

La cartografía se hizo sobre imágenes satelitales Landsat color a escalas 1:100.000 y 1:250.000 y la información fue volcada sobre la base topográfica del IGM.

Las muestras de rocas fueron tratadas para la elaboración de secciones delgadas, análisis geoquímicos y dataciones. Estos datos permitieron complementar la caracterización y discriminación de unidades volcánicas neógenas realizada en el campo.

El área relevada se encuentra en la Puna Austral, en la parte norte de la provincia de Catamarca

y sur de la de Salta (Fig. 1). El ambiente geográfico es una planicie elevada a 4000 m s.n.m., con picos como los volcanes Tebenquicho, Antofalla y Cori, serranías alineadas en sentido norte-sur entre las que se destacan las sierras de Calalaste y de Quebrada Honda y depresiones en las que se extienden los salares de Antofalla y del Río Grande.

El clima es seco y frío, definitivamente continental y de marcada amplitud térmica con temperaturas que oscilan entre -20°C y 40°C y un régimen de precipitaciones de 100 mm anuales. Las extremas condiciones de aridez dan como resultado suelos esqueléticos con muy escasa materia orgánica.

Las condiciones extremas y la escasa presencia de vegas con agua permanente hacen de ésta una de las áreas más inhóspitas de la Puna. En la Hoja se registran habitantes en pequeños poblados y puestos restringidos al borde occidental del salar de Antofalla.

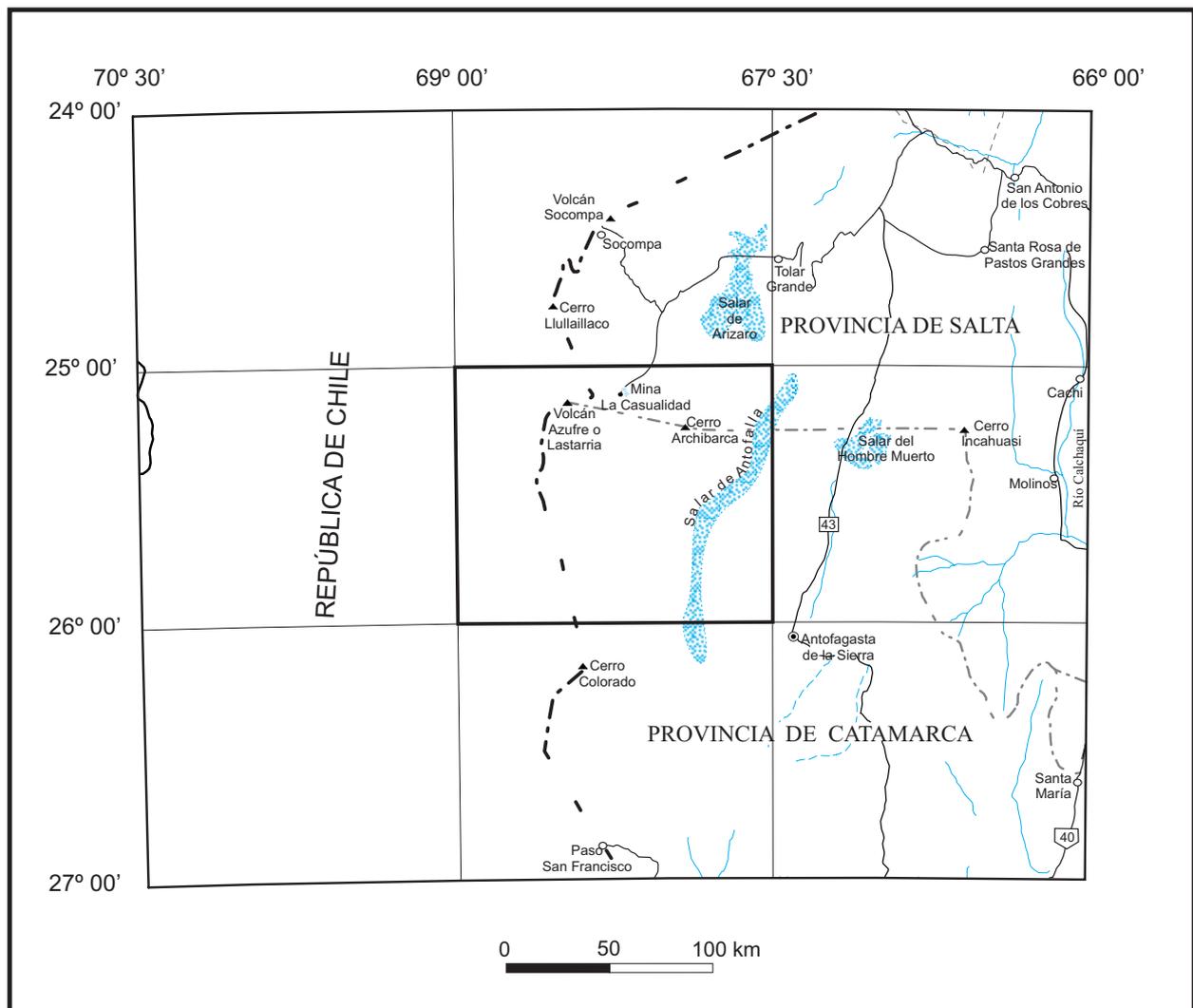


Figura 1. Mapa de ubicación.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. NEOPROTEROZOICO - PALEOZOICO INFERIOR

2.1.1. NEOPROTEROZOICO SUPERIOR - CÁMBRICO

Metamorfitas de mediano a alto grado (1)

Esquistos cuarzo micáceos, ortogneises micáceos, anfibolitas

Antecedentes

Palma (1990) denominó informalmente con el nombre de Metamorfitas Antofalla al conjunto de unidades metamórficas aflorantes en la sierra de Campo Negro, al sur de la vega de Botijuela, en el borde occidental del salar de Antofalla. Este autor describió gneises migmatíticos, esquistos cuarzo-biotíticos, anfibolitas y cuerpos graníticos intrusivos. Otros autores (Coira, 1971; Allmendinger *et al.*, 1982; Mon y Hongn, 1987) mencionaron la existencia de metamorfitas en este sector.

Distribución areal

Aflora en la sierra de Campo Negro sobre la margen occidental del salar de Antofalla y en el cerro Plegado ubicado en el ángulo sudoeste de la Hoja. En forma esporádica, también hay asomos en los alrededores de la quebrada de Archibarca - Caballo Muerto, inmediatamente al oeste del cerro Tebenquicho y al norte del volcán Antofalla.

Litología

La unidad está compuesta por esquistos cuarzo-micáceos, esquistos ricos en cuarzo, ortogneises micáceos y anfibolitas de grano grueso, con clivaje de plano axial y crenulaciones; estas rocas constituyen la caja del Granito Archibarca (Fig. 2). En menor proporción hay afloramientos de migmatitas.

El protolito de estas rocas estaría integrado por una sucesión de sedimentitas de grano fino a mediano con intercalaciones de lavas básicas e intrusivos de composición granítica.

Se destaca la presencia de motas desarrolladas en especial sobre las metamorfitas con composiciones de semipelitas. Las motas están formadas por agregados micáceos, en algunos casos están estiradas marcando una lineación mineral.

En los planos de esquistosidad crecen cristales de mica blanca, vinculados posiblemente a la intrusión de granitos, como el de Archibarca.

Las anfibolitas tienen una marcada textura nematoblástica y granoblástica. Están constituidas por hornblenda que siguen los planos de foliación, cuarzo en mosaicos y escasa plagioclasa. En algunas anfibolitas existe una blastesis más desarrollada de los anfíboles. Los bancos de anfibolita varían entre 0,5 a 1 m de espesor.

Los esquistos tienen textura granoblástica a lepidoblástica, son de grano fino y están compuestos por cuarzo, biotita, oligoclasa y muy escaso microclino-ortoclasa. Otros esquistos son de grano más grueso y muy ricos en biotitas de crecimiento tardío que cortan la foliación; los feldespatos son abundantes; se observan restos nodulares de cordierita casi totalmente reemplazada por un agregado de iddingsita y micas de grano fino que junto con las motas, antes mencionadas, evidencian un evento de metamorfismo térmico de contacto asociado a la intrusión granítica.

Al oeste de Archibarca, la unidad está integrada principalmente por ortogneises ricos en biotita, plagioclasa (oligoclasa), cuarzo y ortoclasa. La textura es en general granoblástica a porfiroblástica (porfiroblastos de feldespato potásico). Tienen un bandeo metamórfico composicional evidenciado principalmente por la fábrica de las micas y deformado con pliegues muy cerrados. Con estas rocas granudas alternan paquetes delgados de metamorfitas de grano fino que contienen abundante biotita. La roca original podría corresponder a semipelitas e intrusivos pequeños de composición granitoidea. El protolito se halla en forma de parches aislados incorporados en una roca en la que se produjo movilización de porciones de leucosomas ricos en cuarzo y feldespato, formando migmatitas nebulíticas a ptigmáticas.

Todo este conjunto está intruido por venas y diques de pegmatitas y aplitas que no tienen deformación.

En el área del cerro Plegado, extremo sudoccidental de la Hoja, las metamorfitas están compuestas principalmente por ortogneises, con texturas granoblástica y poiquiloblástica. Se destaca la presencia de plagioclasas relicticas, que contienen numerosas inclusiones de cuarzo y hornblenda en la parte central y bordes sobrecrecidos, sin inclusiones, que ponen en evidencia un evento térmico local superpuesto al regional, producido por la intrusión del Granito Cerro Plegado (2d). Otros minerales como cuarzo,



Figura 2. Migmatitas en el contacto con el Granito Archibarca, al norte de la quebrada de Caballo Muerto.

hornblenda, feldespato potásico, junto con plagioclasas sin inclusiones, son de menor tamaño y tienen textura porfiroblástica.

En la parte central y sur del cerro Plegado, los ortogneises están asociados a cuerpos metabásicos aislados de anfibolitas (hornblenda-plagioclasa). Los ortogneises y anfibolitas tienen un bandeo metamórfico dado por concentraciones diferenciales de cuarzo-feldespato-mica y plagioclasa-anfíbol. Las metamorfitas están intruidas por granitos pertenecientes al Granito Cerro Plegado (2d), la relación de intrusividad en ciertos sectores es neta, mientras que en otros se forman fajas de rocas de mezcla (migmatitas) con evidencias de un contacto desarrollado en condiciones de temperaturas altas. Coira (1971) citó la presencia de micacitas y esquistos verdes.

Los afloramientos en la sierra de Campo Negro son los más extensos de la Hoja. Coira (1971) observó que: *“En la sierra de Campo Negro afloran esquistos micáceos de colores verdosos a grisáceos penetrados por anfibolitas y cortados por venas cuarzo feldespáticas, aplitas graníticas y granitos rosados equigranulares que gradan a apliticos. El contacto con los granitos presenta una zona migmatítica que en la transición con los esquistos está caracterizada por penetración pegmatítica concordante”*

Para el mismo sector, Palma (1990) describió gneises migmáticos cuarzo-feldespático-biotíticos, esquistos cuarzo-biotíticos, anfibolitas y tonalitas, intruidos por granitos rosados.

En la parte norte de la sierra afloran principalmente esquistos micáceos y cuarzo micáceos muy uniformes, con marcada foliación y desarrollo de replegamiento. Diques de composición granítica y básica, ricos en anfíboles, intruyen a los esquistos.

Los ortogneises están compuestos por cuarzo, plagioclasa y biotita con textura granoblástica, de grano fino a medio. Los afloramientos son discontinuos intercalados con pequeños asomos de anfibolitas.

Las anfibolitas, masivas, abundantes en el borde occidental de la sierra, son de color verde oscuro y de grano fino a medio; en parte están muy foliadas con textura lepidoblástica, integradas por hornblenda, cuarzo y escasa plagioclasa con abundante zoisita-clinozoisita. Los anfíboles son poiquiloblásticos, con cuantiosas inclusiones de plagioclasa y cuarzo. En fajas restringidas hay una fuerte recrystalización del cuarzo con desarrollo de un mosaico equigranular (puntos triples) y alineación marcada de los demás componentes tabulares, posiblemente vinculados con zonas de deformación.

Existen pequeños afloramientos de migmatitas nebulíticas muy ricas en muscovita y biotita.

Relaciones estratigráficas

En el área de Archibarca, las relaciones de techo son discordantes con vulcanitas cenozoicas. Las metamorfitas están intruidas por el Granito Archibarca de 485 ± 15 Ma (K/Ar en biotitas, Palma *et al.*, 1986).

En la sierra de Campo Negro está en relación tectónica sobre sedimentitas del Paleozoico superior y la sobreyacen, en discordancia, sedimentitas terciarias y depósitos cuaternarios. La unidad está intruida por pequeños cuerpos de granito rosado con una edad de 417 ± 8 Ma (K/Ar en muscovita, Kraemer *et al.*, 1999).

En el cerro Plegado, la relación con los sedimentos terciarios está en su mayor parte cubierta por depósitos cuaternarios y únicamente está expuesta en el extremo sur.

Los ortogneises y anfibolitas están intruidos por granitos del Paleozoico inferior.

Edad

La edad de metamorfismo es incierta. Las metamorfitas fueron correlacionadas por Becchio *et al.* (1997) con el basamento de los alrededores del salar de Hombre Muerto, con una edad de metamorfismo de aproximadamente 509 Ma.

La edad de 419 ± 8 Ma (K/Ar en muscovita) obtenida por Kraemer *et al.* (1999) para gneises migmáticos de la sierra de Campo Negro, podría representar la edad de enfriamiento.

Basándose en las edades de metamorfismo registradas en la región, se estima que el protolito ígneo-sedimentario, podría ser equivalente a la Formación Puncoviscana del Precámbrico superior.

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. ORDOVÍCICO

Granito Archibarca (2 a)

Granodioritas, monzogranitos, tonalitas, sienogranitos

Antecedentes

Coira (1971) y Allmendinger *et al.* (1982) correlacionaron al Granito Archibarca con los granitos de la Puna Septentrional, mientras que Palma *et al.* (1986), lo integraron con los granitoides aflorantes más al norte, en los alrededores

del salar de Arizaro y sur del salar de Atacama, bajo el nombre de Faja Eruptiva de la Puna Occidental.

Litología

Aflora al norte y sur de la quebrada de Caballo Muerto y al este del salar de Archibarca. Algunos asomos esporádicos se advierten hacia el norte, en la quebrada de Cave.

El Granito Archibarca está compuesto esencialmente por granodioritas, monzogranitos y en menor grado por tonalitas. Existen diversas facies graníticas, equigranulares, de grano fino a grueso, porfíricas. Una de estas facies tiene evidencias de mezclas de magmas, entre extremos de monzogranito a tonalita. En algunos sectores se observaron pequeñas intercalaciones máficas. Existen también facies de granitoides ricos en plagioclasa con un empobrecimiento en cuarzo con respecto a la facies tonalítica.

La facies de monzogranito tiene textura equigranular alotriomórfica de grano fino. Está formada por microclino, ortoclasa, cuarzo, oligoclasa y biotita; presenta una fuerte alteración a caolín y sericita, principalmente en los feldespatos. Los feldespatos potásicos son los componentes más abundantes, con texturas perfitica en parches y cordones, mirmequítica y gráfica. El cuarzo es xenomórfico con extinción ondulosa; la biotita es escasa y está parcialmente alterada a cloritas.

Las granodioritas son de grano grueso con textura equigranular hipidiomórfica. Están integradas por plagioclasa (albita-oligoclasa), ortoclasa, cuarzo y biotita. La plagioclasa es el mineral más abundante, en cristales subhedrales, alterados a sericita y caolín. El feldespato potásico es anhedral y está alterado a caolín. La titanita, mineral accesorio, es abundante y de grano grueso.

La facies tonalítica tiene relaciones de intrusividad con las dos anteriores pero en un estadio sin-magmático. En ciertos sectores está totalmente desmembrada, tiene textura equigranular a porfírica, de grano fino, hipidiomórfica. Está formada por albita-oligoclasa, hornblenda verde, biotita, escaso feldespato potásico y cuarzo. Las plagioclasas son subhedrales, con maclas muy finas polisintéticas y de dos individuos, con zonación evidenciada por una alteración caolínico-sericítica diferenciada en los núcleos. Los anfíboles son abundantes, de color verde, incluyen pequeños cristales euhédricos de plagioclasa de cristalización temprana, algunas ve-

ces los anfíboles superan tamaños de 2 centímetros. La titanita es muy abundante al igual que la apatita, acicular y en prismas largos.

Otra facies porfírica tiene composición de sienogranito, esencialmente con feldespato potásico perfitico que conforma los fenocristales, oligoclasa, cuarzo y escasa muscovita. Los grandes fenocristales de feldespato potásico, incluyen a la plagioclasa y tienen textura de intercrecimiento mirmequítico con el cuarzo. Ésta, sería la facies granítica más tardía.

Todo el conjunto está intruido por venas y diques de aplitas y pegmatitas de distinta granulometría.

Este complejo granítico intruye a esquistos, gneises micáceos y anfibolitas de las Metamorfitas de mediano a alto grado (unidad 1). En algunos sectores, próximos a los contactos, se observaron migmatitas nebulíticas, con una fuerte movilidad de leucosomas ricos en feldespatos y cuarzo.

Granito Antofalla (2 b)

Monzogranito-sienogranito

Aflora al NO de la población de Antofalla. Es un cuerpo pequeño constituido principalmente por un monzogranito-sienogranito rosado, de grano medio, con textura equigranular alotriomórfica, compuesto por microclino, cuarzo, escasa biotita fuertemente alterada y plagioclasa de composición entre albita y oligoclasa. Presenta facies de borde de grano fino, con textura sacaroides, formada por cuarzo, feldespato potásico, escasa plagioclasa y abundante muscovita, con biotita alterada. Son frecuentes las cavidades miarolíticas, algunas rellenas con cuarzo y minerales de Fe.

La facies monzogranítica está afectada por un sistema vetiforme de venas y venillas de diques cuarzosos con desarrollo de microbrechas ricas en limonita, oligisto y hematita. En las microbrechas se observaron evidencias de lixiviación de los componente originales del granito (*boxwork* de hematita-limonita) y jasperoides de colores rojo-amarillentos.

Granito Campo Negro (2 c)

Granitos, granodioritas, tonalitas

Antecedentes

Palma (1990) describió un granito de color gris intruido, en forma discontinua, en gneises, esquistos y anfibolitas aflorantes en la sierra de Campo Negro.

Litología

Está integrado por cuerpos pequeños de granitoides grises y rosados, situados al sur de la vega de Botijuela.

La facies predominante en el área es la granítica de coloración rosada, equigranular, de grano mediano a grueso. Está formada esencialmente por feldespato potásico, cuarzo, escasa mica blanca y plagioclasa. Se observaron, además, pequeños cuerpos aplíticos dispersos.

La facies de color gris tiene composición entre granodiorita y tonalita y está intruida por los granitos rosados. En algunos sectores, las facies grises varían a cuerpos elongados con características de cuerpos hipabisales.

El complejo granítico intruye a rocas metamórficas de mediano a alto grado, ortogneises y anfibolitas, no así a los esquistos al norte de la sierra.

Diques básicos con textura ofítica, intruyen a los granitoides. Sobre éstos, en el extremo sur, se desarrollan fajas muy estrechas de deformación dúctil.

Granito Cerro Plegado (2 d)

Granitos

Aflora en el núcleo del cerro Plegado. Está compuesto esencialmente por un granito gris de grano grueso, equigranular y en menor grado granitoides levemente porfíricos, constituido por feldespatos maclados grandes, cuarzo, biotita y plagioclasa (Fig. 3); exhibe rasgos de fluidalidad magmática.

Está intruido por diques aplíticos de color rojo, que van desde los 10 cm hasta 1 metro, algunos de ellos dispuestos horizontalmente. Es importante la presencia de xenolitos de esquistos micáceos con la orientación de las bandas de feldespatos y biotitas coincidentes con la fluidalidad magmática.

En el sector oriental tiene facies de borde de coloración rosada y grano fino, donde se concentran los diques aplíticos.

Este granito intruye a rocas metamórficas de mediano grado de las Metamorfitas de mediano a alto grado (unidad 1), representadas por gneises y anfibolitas que afloran rodeando todo el cuerpo granítico, excepto en su parte norte, y como *roof pendant* en la parte topográficamente más alta del cerro Plegado.

Edades de los granitoides

El Granito Archibarca fue datado en 485 ± 15 Ma K/Ar (biotita) por Palma *et al.* (1986). Por



Figura 3. Vista del Granito Cerro Plegado.

las características litológicas y por las relaciones con la roca de caja, integrada por metamorfitas de mediano a alto grado, la edad de los granitos Campo Negro y Cerro Plegado puede ser considerada en el mismo rango que la del Archibarca (Ordovícico inferior). Por otro lado, determinaciones de U/Pb sobre minerales accesorios (titanitas) de este último granito son de aproximadamente 464 a 467 Ma.

Complejo sedimentario volcánico Cortaderas Chicas (3)

Areniscas, cuarcitas, grauvacas, pelitas, intercalaciones de calizas y de lavas andesíticas; intrusivos ácidos y básicos. El conjunto tiene metamorfismo de bajo grado

Antecedentes

Este complejo fue definido en la Hoja Paso San Francisco (Hongn, en Seggiaro *et al.*, 2006), ubicada al sur de la Hoja Antofalla, para integrar una serie de unidades compuestas por sedimentitas de grano mediano a fino con intercalaciones de calizas y de lavas andesíticas (Fig. 4) e intrusivos ácidos a básicos. El conjunto, mapeado en forma unificada, está afectado por metamorfismo de bajo grado. Es difícil establecer las relaciones

estratigráficas entre sus componentes debido a las perturbaciones tectónicas y a la escasa información disponible.

Palma *et al.* (1990) describieron parte de este complejo en la sierra de Quebrada Honda como secuencias sedimentarias y rocas magmáticas preguandacólicas. Coira y Pezzutti (1976) citaron la presencia de sedimentitas ordovícicas para este sector.

Distribución areal

La mayor parte de las exposiciones se distribuyen a lo largo de la sierra Quebrada Honda de 35 km de largo, ubicada en el cuadrante sudoeste de la Hoja, y en el extremo norte de la sierra de Calalaste que ingresa aproximadamente 20 km, en el ángulo sudeste de la Hoja.

En el área de Campo Negro, al sur de Botijuela, afloran en el núcleo de un anticlinal erosionado a lo largo de 4 kilómetros.

Al norte de Antofallita, esta unidad integra el extremo sur de una sierra extendida al este del salar de Antofalla.

Litología

Los afloramientos localizados al frente de la laguna Cajeros están formados por areniscas limpias,



Figura 4. Lavas del Complejo sedimentario volcánico Cortaderas Chicas con posibles estructuras almohadilladas en cercanías del volcán Antofalla.

cuarcitas y grauvacas finas a medianas intruidas por rocas ígneas de grano fino y color verde oscuro con contactos netos; también hay unidades porfíricas de composición riodacítica. Por las características geométricas del cuerpo ígneo de mayor tamaño, podría tratarse de un intrusivo lacolítico (*sill*) afectado por un plegamiento amplio, con contactos concordantes y discordantes. Los espesores de estas rocas básicas varían entre 2 m y 50 metros.

Este conjunto de rocas tiene un clivaje de plano axial espaciado y un metamorfismo de bajo grado que no supera la facies de esquistos verdes.

Las metasedimentitas están caracterizadas por un bandeamiento metamórfico integrado por cloritas y cuarzo recristalizado, con segregaciones metamórficas de venillas de cuarzo. El metamorfismo es más evidente en las sedimentitas de composiciones semipelíticas. Las rocas básicas están escasamente serpentinizadas y afectadas por zonas de fallas menores, rellenas con limonita, cuarzo y calcita que intervienen en la generación de minerales calcosilicáticos. Se observaron sulfuros (pirita) disseminados.

En la entrada de la quebrada Honda, la secuencia se inicia con una sucesión de rocas lávicas andesíticas, verdes, propilitizadas, de granulometría fina en los bordes y equigranular gruesa en las partes internas. También hay diques andesíticos de poco

espesor. Sobre las lavas se apoya una secuencia granodecreciente de areniscas cuarcíticas, grauvacas y pelitas moradas, con estratos intercalados de calizas, coquinas y calizas estromatolíticas en la parte superior.

Sobre los bancos calcáreos se inicia una nueva secuencia de bancos potentes de areniscas medianas a gruesas, con base erosiva, que, hacia el techo, disminuyen su granulometría hasta pasar a niveles pelíticos y carbonáticos en la parte superior. Los bancos arenosos tienen una geometría sigmoidal con fuertes variaciones laterales, mientras que las pelitas se disponen en estratos finos y continuos.

Las areniscas y las grauvacas de granulometría gruesa están constituidas por fragmentos de cuarzo, feldespato y mica, angulosos a subangulosos, inmersos en una matriz de arena fina a limosa, de coloración pardo rojiza oscura. Se intercalan con algunos niveles de areniscas conglomerádicas tipo sabulíticas. Los bancos de calizas están frecuentemente boudinados, desmembrados, e intercalados entre pelitas.

En el borde sudoccidental de la laguna Los Patos, el Ordovícico está integrado por areniscas finas a medianas, con estructura interna entrecruzada, dispuestas en estratificación fina. Se intercalan rocas ígneas básicas y delgados bancos volcanoclásticos donde predominan los componentes volcánicos muy

finos de colores claros. Hay algunos cuerpos menores intrusivos en las metasedimentitas ordovícicas, de composición dacítica, que podrían estar relacionados con la serie de rocas ígneas mesosilíceas asociadas con la secuencia ordovícica. Las sedimentitas tienen un metamorfismo de hasta facies de esquistos verdes con desarrollo de metapelitas, las que, en algunos casos, tienen motas de agregados micáceos de grano fino. El clivaje es espaciado y los pliegues tienen vergencia hacia el este en cuyos flancos se observaron pliegues despegados de segundo orden.

Esta unidad tiene una intensa alteración hidrotermal, posiblemente asociada a un sistema intrusivo de pórfiros dacítico-riodacíticos terciarios. Las zonas alteradas presentan silicificación, propilitización, *boxworks* de pirita, ópalo, manganeso y carbonatos. La sílice amorfa y los cristales de epidoto se disponen en venas y venillas entrecruzadas tipo *stockworks*.

En el Campo Negro, las sedimentitas ordovícicas se disponen en paquetes con estratificación fina, integrados por areniscas cuarzosas y grauvacas moteadas de grano mediano con matriz muy fina, producto de metamorfismo de contacto por la intrusión de sienogranitos rosados de grano grueso. Muestran metamorfismo de bajo grado y clivaje de plano axial espaciado.

En Antofallita, esta unidad presenta una sucesión de metagrauvacas y metapelitas, con intercalaciones de carbonatos, dispuestas en estratificación fina y tabular. Poseen brillo satinado por la

alta concentración de micas blancas y el clivaje de plano axial es poco espaciado.

Se intercalan anfibolitas verde oscuras, con clivaje espaciado, formadas a partir de un protolito ígneo básico de lavas de composición andesítica (Fig. 5).

Los cuerpos anfibólicos tienen en algunos casos geometría tabular y son paralelos a la estratificación mientras que, en otros, adoptan formas de cuerpos masivos que dan la idea de intrusivos.

Se destaca la existencia de unidades pequeñas de migmatitas en las que se observan pequeños intrusivos leucocráticos sintectónicos y venas pegmatíticas y de cuarzo que en algunos casos acompañan el clivaje y en otros lo cortan. El contacto con las metasedimentitas es a través de bandas de deformación dúctil, estrechas, evidenciadas por milonitas que a veces presentan venas de clorita como producto de metamorfismo retrógrado. Sobre las unidades de mayor metamorfismo hay fajas de deformación dúctil muy restringidas, de bajo ángulo (Fig. 6).

Rocas intrusivas ácidas

Al oeste de laguna Los Patos en la sierra de la Quebrada Honda y en el área de la quebrada del volcán Antofalla existen algunos cuerpos intrusivos de composición dacítica a riodacítica relacionados con las unidades ordovícicas.

En la última de las localidades citadas, los intrusivos son de composición dacítica, con textura equigranular



Figura 5. Secuencia volcanosedimentaria con intercalaciones de lavas andesíticas del Complejo sedimentario volcánico Cortaderas Chicas en Antofallita.

granoblástica, producto de metamorfismo de grado bajo. Son de grano grueso, con plagioclasa intermedia, biotita, cuarzo y epidoto, con presencia de opacos y titanita como minerales accesorios. El cuarzo presenta extinción ondulosa, y una fuerte recristalización en mosaicos equigranulares; la plagioclasa suele conformar agregados cumulares semejando a fenocristales, la alteración es fuerte con desarrollo de abundante clorita intersticial y agregados de clorita y caolín.

Al oeste de la laguna Los Patos afloran pórfiros dacíticos, con textura porfírica a glomeroporfírica. La pasta es cripto a microcristalina, compuesta por fenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo y restos de un anfíbol (muy alterado a óxidos de hierro) en una matriz microcristalina, formada por cuarzo y plagioclasa. Los fenocristales de plagioclasa tienen una composición entre andesina y labradorita, están zonados y algunos con bordes de reacción con la matriz. Algunos cumulos menores tienen textura equigranular conformada por plagioclasa y apatita. Los fenocristales de biotita son escasos, poiquilíticos, con acumulación de opacos de grano fino en los bordes.

Rocas intrusivas básicas

Estas rocas fueron observadas en el borde oriental de la sierra de Quebrada Honda y en Antofallita. Algunos contactos concordantes con las metasedimentitas sugieren que se trata de cuerpos intrusivos hipabisales tipo *sills* (Fig. 7).

En la sierra de Quebrada Honda, las rocas básicas tienen una fuerte alteración que impide observar la textura y la mineralogía originales (Fig. 8). Coira y Pezzutti (1976) describieron a estas rocas como andesitas albitizadas, silicificadas y cloritizadas. Observaciones propias indican una fuerte presencia de calcita. Varían de grano fino a grueso. Según Palma *et al.* (1990) tienen textura hialocristalina y relictos de textura subofítica, labradorita alterada a una mezcla de epidoto, titanita y sericita, con restos de piroxenos transformados en actinolita-clorita.

En la quebrada del volcán Antofalla, Martos (1981) mencionó la existencia de un intrusivo mayor, de composición gábrica, con contactos intrusivos netos y generación de facies de metamorfismo de contacto con recristalización de la matriz de la roca de caja. Este intrusivo está acompañado por un cortejo de cuerpos menores de la misma composición que en parte tienen contacto concordante aparente.

Relaciones estratigráficas

Las relaciones de base no fueron vistas en el ámbito de la Hoja, el único contacto con metamorfitas del basamento es tectónico y fue observado en Campo Negro.

Las relaciones de techo son en todos los casos por discordancia angular. La suprayacen estratos rojos del Paleozoico superior en Campo Negro y en la quebrada Honda, el resto de las unidades suprayacentes son vulcanitas cenozoicas.



Figura 6. Diferenciados leucocráticos (migmatitas) emplazados en esquistos micáceos y meta-anfibolitas, zona de deformación dúctil subhorizontal en Antofallita.



Figura 7. Cuerpos de composición gábrica en el Complejo sedimentario volcánico Cortaderas Chicas en la quebrada Cajeros.



Figura 8. Cuerpo gábrico alterado en la sierra de Quebrada Honda.

Edad

En la quebrada del Diablo, que corta la sierra de Calalaste, fueron encontrados graptolitos del Arenigiano superior - Llanvirniano (Zimmermann *et al.*, 1998).

Si bien no existen otros registros de edades de rocas ordovícicas en el ámbito de la Hoja, sobre la base de la información existente en las Hojas Paso San Francisco y Fiambalá, se estima probable la presencia de rocas de edades equivalentes a las formaciones Las Planchadas (Turner, 1967) del Tremadocinano - Arenigiano inferior y Falda Ciénega (Aceñolaza *et al.*, 1976) del Llanvirniano superior - Llandeiliano.

2.3. PALEOZOICO SUPERIOR - MESOZOICO

2.3.1. PÉRMICO INFERIOR

Formación Patquía - de La Cuesta (4)

Conglomerados, areniscas

Antecedentes

Con el nombre Patquía - de La Cuesta, Fernández Seveso *et al.* (1991, 1993) designaron a

un conjunto de ciclos sedimentarios del Pérmico inferior. Dichos autores realizaron un análisis estratigráfico regional de la cuenca del Grupo Paganzo (Bodenbender, 1911).

En el borde occidental de la sierra del Campo Negro se describieron areniscas, conglomerados y calizas, las que se agruparon bajo el nombre de Estratos de Botijuela, de edad devónica (Allmendinger *et al.*, 1982; Palma e Irigoyen, 1987; Palma, 1990). En los alrededores de Botijuela, Coira (1971) detalló una secuencia de areniscas blanquecinas a pardas, conglomerádicas que alternan con niveles calcáreos y de tobas y las asignó tentativamente al Devónico-Carbonífero.

En la sierra de Campo Negro, Palma (1990) definió como “*sedimentitas famatinianas post-oclóyicas*” a un conjunto de sedimentitas clásticas, principalmente conglomerádicas y con bancos de arcosas, las que corresponden a los Estratos de Botijuela.

En el área del volcán de Antofalla, Martos (1981) describió areniscas amarillentas a pardo rojizas con abundantes motas limoníticas y niveles conglomerádicos con intercalaciones de tobas, las que están intruidas por un cuerpo menor tonalítico que produjo metamorfismo de contacto sobre las areniscas.

Voss *et al.* (1996) obtuvieron datos geocronológicos de sedimentitas equivalentes a los Estratos de Botijuela en la sierra del Campo Negro y mencionaron la presencia de 200 m de espesor de calizas y areniscas eólicas en el salar del Fraile.

Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad litológica se localizan al oeste de la sierra de Calalaste, en el extremo norte de la depresión del Fraile, en la sierra de Quebrada Honda, en la quebrada del volcán Antofalla (Fig. 9), al este del volcán del mismo nombre y en una faja elongada que bordea el flanco occidental de la sierra de Campo Negro. Por otro lado, un pequeño afloramiento de depósitos eólicos, posiblemente perteneciente a esta unidad, fue observado al este del complejo volcánico Cori al sur del salar de Arizaro; por sus pequeñas dimensiones, este asomo no es mapeable a la escala de la Hoja.

Si bien la extensión de los afloramientos en general es relativamente reducida, la presencia de ellos en lugares distantes de la Hoja y su continuidad hacia el sur de la misma, indican una gran dispersión de estos sedimentos en la zona relevada.



Figura 9. Depósitos eólicos correspondientes a campo de dunas (Formación Patquía - de La Cuesta) en la quebrada del volcán Antofalla.

Litología

Los afloramientos que se sitúan al este de la sierra de Calalaste se inician en la base con paquetes de conglomerados gruesos e intercalaciones de areniscas medianas a gruesas.

Los conglomerados presentan clastos poco redondeados, integrados exclusivamente por rocas ordovícicas. Los clastos están orientados e imbricados, con tamaños dominantes entre 5 y 10 cm, algunos pocos alcanzan un máximo de hasta 30 centímetros. La matriz es escasa y está formada por una arenisca fina de coloración rojiza. Están fuertemente cementados con sílice, lo que le confiere al conjunto una gran competencia y resistencia a la erosión.

Los primeros 100 m basales de la secuencia son granodecrecientes, pasando del dominio exclusivo de conglomerados a intercalaciones de areniscas medianas con matriz limosa.

Las areniscas tienen un color pardo rojizo a oscuro, se disponen en estratificación mediana, donde dominan bancos sigmoidales de 2 m de espesor con estratificación entrecruzada.

Inmediatamente por encima de los conglomerados se observaron seis niveles superpuestos de estructuras de avalanchas integradas por bloques de areniscas de más de 1 m de espesor e intraclastos englobados en una matriz limosa y muy abundante. En esta parte de la columna son frecuentes las estructuras de escapes de agua. Estos depósitos de flujos de detritos son de poco alcance y no superan los 6 o 7 m de longitud.

Hacia el techo, el ciclo continúa con depósitos de areniscas cuarzosas medianas a finas, bien seleccionadas y con clastos redondeados. Se disponen en barras, con estructura interna entrecruzada de muy bajo ángulo.

A partir de las areniscas se contabilizaron dos ciclos grano y estratocreciente de barras amalgamadas y canales conglomerádicos con base erosiva, de 60 m de espesor el primero y 100 m el segundo. El segundo de estos ciclos se inicia con areniscas finas a medianas cuarzo-feldespáticas con abundante presencia de micas y fragmentos líticos inmersos en una matriz arenolimsa oscura. La estructura interna es laminar en la base y pasa a entrecruzada hacia las partes superiores a medida que aumenta la granulometría. El ciclo culmina con un sistema de barras y canales compuestos por areniscas y conglomerados con base erosiva.

En la depresión del salar del Fraile, los depósitos pérmicos están integrados principalmente por areniscas micáceas, finas a medianas, de color rojo

pardusco. Se disponen con estratificación fina a mediana en un sistema de barras con acuñamientos laterales, con estructura interna entrecruzada con alto ángulo. Cerca de la base se intercalan escasos bancos de calizas de 10 cm de espesor.

En las partes medias de las secuencias, de aproximadamente 100 m aflorantes, en esta región se intercalan areniscas medianas de color ocre amarillento y textura sacaroide, formadas mayoritariamente por cuarzo, feldespatos y líticos ordovícicos. Estos bancos tienen características litológicas muy similares a las observadas en la quebrada Honda y al sur de Botijuela.

La secuencia culmina con un depósito eólico de más de 10 m de espesor integrado por areniscas bien seleccionadas y fuertemente entrecruzadas.

Al sur de la vega de Botijuela, por debajo de la discordancia con la Formación Geste, afloran areniscas arcósicas medianas a gruesas con poca matriz, de color amarillo limón, con pintas de pirita oxidada.

Ambiente

Las variaciones de ciclos grano y estrato-decrecientes en la base, a granocreciente en la parte superior de la secuencia, denotan una marcada influencia tectónica durante el desarrollo de la cuenca.

Los depósitos aflorantes en el área son esencialmente continentales y corresponden a un sistema fluvial con escaso dominio marino.

La influencia tectónica en el hundimiento de la cuenca, en sus inicios está reflejada por la presencia de conglomerados gruesos y por olistolitos de rocas ordovícicas incorporados en los sedimentos próximos a los bordes de una falla extensional en la sierra de Quebrada Honda. En la base, los depósitos gruesos son tractivos, de cursos fluviales con abanicos aluviales.

Los bancos de granulometría fina, con estructuras de escape de agua y flujos de detritos que están apoyados sobre los conglomerados, constituyen una evidencia de incorporación de agua en el sistema, posiblemente generado a partir de ingresiones marinas.

El pasaje hacia un sistema de barras y canales fluviales anastomosados con esporádicas ingresiones marinas en las partes medias de la columna, refleja una retrogradación del sistema por retroceso erosivo. Su significado podría encontrarse en la transición de la etapa de apertura de *rift* hacia un régimen tectónico de energía decreciente.

Los estratos marinos con presencia de *Lingula* (Coira, 1971) en depósitos arenosos correspondientes a los Estratos de Botijuela indicarían un ambiente costero intertidal.

La sucesión de ciclos fluviales grano y estratocrecientes observados en la parte media a superior de la columna estratigráfica, refleja una continentalización de la cuenca. Esta progradación del sistema podría estar relacionada a cambios o reactivaciones del régimen tectónico, a variaciones eustáticas, o a migración lateral.

Finalmente, en el techo de la secuencia se produjeron extensos campos eólicos con algunas irrupciones de canales fluviales.

Relaciones estratigráficas

En la sierra de Quebrada Honda, los depósitos basales integrados por conglomerados gruesos se apoyan en discordancia angular sobre sedimentitas ordovícicas.

La relación de techo con las sedimentitas terciarias de la Formación Vizcachera fue observada en la quebrada Potrerillo, al norte del salar del Fraile. El contacto discordante está marcado por una superficie de erosión con registros de bioturbaciones sobre el cual se asienta un conglomerado polimítico de 1 m de espesor.

Al norte de la depresión del salar del Fraile a los estratos pérmicos sobreyacen depósitos eólicos jurásicos, por medio de una discordancia angular que refleja un paleorrelieve muy pronunciado.

Edad

La presencia de fragmentos de raíces de *Lepidodendron* o *Sigillaria* encontradas por Vogellehner (en Kraemer *et al.*, 1999) indican un rango de edades comprendidas entre el Carbonífero superior y Pérmico inferior.

Las dataciones radimétricas obtenidas a partir de tobas intercaladas en sedimentitas rojas en el extremo norte del salar del Fraile y en el borde occidental de la sierra de Campo Negro son de 268 ± 6 Ma, 276 ± 1 Ma y $264,5 \pm 1,5$ Ma (Kraemer *et al.*, 1999) correspondientes al Sakmario - Artinskiano del Pérmico inferior.

2.3.2. PÉRMICO - TRIÁSICO

Formación La Tabla (5)

Pórfitos, brechas y lavas dacíticas, riolíticas y riodacíticas; ignimbritas

Antecedentes

En el sudoeste de la Hoja sobre el límite con Chile, Coira (1971) y Naranjo y Cornejo (1992)

cartografiaron afloramientos pequeños de tobas y pórfiros riolíticos asignados a la Formación La Tabla (Naranjo y Puig, 1984).

En la quebrada de Cave y al oeste de la mina Arita, en la parte norte de la Hoja, se describieron mantos de ignimbritas, diques y mantos lávicos, de composición riolítica, asociados al vulcanismo silíceo pérmico-triásico (Zappettini y Blasco, 2001).

Distribución areal

En la parte norte de la sierra Quebrada Honda, la Formación La Tabla se presenta en un afloramiento continuo. Otros asomos menores, registrados al oeste de la misma sierra, fueron mapeados sobre la base de imágenes satelitales. En el sudoeste de la Hoja, en el límite con Chile, se ven parches aislados de tobas y pórfiros riolíticos.

Al este del volcán Cori (quebrada de Cave) y norte de la mina Arita se observaron exposiciones correspondientes a esta unidad a lo largo de una quebrada que baja al salar de Arizaro.

Litología

Los afloramientos de la sierra Quebrada Honda están integrados por un conjunto de vulcanitas y rocas intrusivas.

Las rocas más abundantes son pórfiros, brechas y lavas de composición dacítica (basándose en los fenocristales presentes) y textura porfírica, con matriz criptocristalina a vítrea con evidencias de desvitrificación y alteración, ahora conformada por una mesostasis de calcita y caolín. Tienen un abundante contenido de fenocristales de plagioclasa y anfíbol, en tanto la biotita es escasa; el cuarzo solo está presente en forma de parches. Las lavas están fuertemente alteradas, con presencia de agregados de calcita-caolín; en general tienen coloración pardo violácea; están intruidas por diques dacíticos a andesíticos de grano fino y coloración verdosa.

Al norte del campamento de la mina Arita afloran ignimbritas moradas muy soldadas y con abundante contenido de pómez. Estas ignimbritas tienen limonitas, en venas, tipo *stockwork*. Las limonitas no continúan en las ignimbritas suprayacentes del Complejo Cori (Mioceno).

En la quebrada de Cave son comunes rocas más ricas en sílice como pórfiros y lavas riodacíticas a riolíticas con evidencia de silicificación y en menor grado brechas silíceas.

Los pórfiros tienen textura porfírica marcada, seriada, formada esencialmente por fenocristales de cuarzo, plagioclasa (andesina) y feldespato potásico. Es llamativa la abundancia de epidoto (clinzoisita), los feldespatos están fuertemente caolinizados y el cuarzo tiene texturas de engolfamientos. Hay restos de un fenocristal máfico totalmente reabsorbido y reemplazado por clorita. La matriz microcristalina está constituida por cuarzo y plagioclasa, parcialmente recristalizada. Algunos diques menores son ricos en microlitos de plagioclasas conformando una textura fluidal intersertal a intergranular (traquítica), y amígdalas ricas en epidotos que llegan hasta el centímetro.

Coira (1971) describió rocas pérmico-triásicas aflorantes cerca del límite con Chile como pórfiros riolíticos e ignimbritas riolíticas, de colores morado a pardo amarillento, compactas, de textura porfírica, disyunción columnar y bandeado de flujo. Están compuestas por escasos fragmentos líticos de andesitas y cristales de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa albitizada en una mesostasis desvitrificada.

Relaciones estratigráficas

La relación de base fue observada en el extremo norte de la sierra Quebrada Honda donde las vulcanitas se apoyan en discordancia subparalela sobre conglomerados de la Formación Patquía - de La Cuesta. En la parte central de la quebrada Honda afloran rocas dacíticas asignadas a la Formación La Tabla que intruyen a las sedimentitas de la Formación Patquía - de La Cuesta.

Edad

La edad de la Formación La Tabla es pérmico-triásica según datos obtenidos en Chile por Naranjo y Puig (1984). Una datación de una ignimbrita rosada en un pequeño afloramiento aislado en el extremo sur del salar de Arizaro, cerca de su borde oriental, dio 266 ± 28 Ma por el método K/Ar en roca total (Zappettini y Blasco, 2001).

Sobre la base de sus características litológicas y a las edades asignadas se correlaciona a esta unidad con las rocas del Grupo Choyoi, aflorantes en la Hoja Fiambalá, al sur de la Hoja Antofalla.

2.4. MESOZOICO

2.4.1. TRIÁSICO

Granito León Muerto (6)

Granitos y tonalitas

Antecedentes

Estos afloramientos fueron descritos por Coira (1971) como integrantes de una serie granítico-adamellítica y cartografiados como Plutón León Muerto por Naranjo y Cornejo (1992) y como Granito León Muerto por Martínez (1995).

En la quebrada de Antofalla, al sudeste del volcán de Antofalla, Martos (19821) describió y dató un pequeño afloramiento de un cuerpo tonalítico menor, posteriormente asimilado al Granito León Muerto por Page y Zappettini (2001).

Distribución areal

Se encuentra en un afloramiento de aproximadamente 5 km de largo por 3 km de ancho en el sudoeste de la Hoja, cerca del límite con Chile. El asomo del sudeste del volcán Antofalla presenta dimensiones muy pequeñas.

Litología

Page y Zappettini (2001) describieron a esta unidad como: "*Rocas de color pardo anaranjado compactas, de textura porfídica con abundantes fenocristales de feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa y anfíbol; la mesostasis es microgranosa gruesa. Los cristales de feldespato potásico son de color rosado de hasta 1 cm de diámetro, perfiticos. Las plagioclasas son de color blanquecino, forman cristales tabulares zonales y de desarrollo algo menor que los de feldespatos. Los cristales de cuarzo son subredondeados, de 0,5 cm de diámetro debido a reabsorción. Se reconocieron prismas de hornblenda verde de hasta 2 mm de largo.*"

Relaciones estratigráficas

El Granito León Muerto intruye a rocas ordovícicas (Coira, 1971) e infrayace a sedimentitas e ignimbritas cenozoicas. El cuerpo de Antofalla intruye a sedimentitas pérmicas.

Edad

El granito fue datado en 246 ± 6 Ma por K/Ar sobre biotita (Naranjo y Cornejo, 1992). En tanto, la tonalita de la base del volcán Antofalla dio una cifra de 235 ± 10 Ma (Martos, 1982; método K/Ar).

Diques Triásicos (7)

Rocas máficas? muy alteradas

Estos diques fueron descriptos por Voss *et al.* (1996), en el extremo norte de la depresión del salar del Fraile.

Son rocas de grano fino, de coloración verde a negra. Están dispuestas en forma de diques, de 1 m a 5 m de espesor, que intruyen a las sedimentitas pérmicas de las salinas del Fraile.

Debido a la fuerte alteración que presentan no se las ha podido clasificar, sin embargo, en parte se observa una textura porfírica relíctica, con presencia de muy escasos piroxenos y plagioclasa, que indicarían composiciones intermedias.

Los diques intruyen a las secuencias pérmicas con rumbos NNO – SSE (Fig. 10). Su emplazamiento estaría controlado por las fallas normales que provocaron pequeñas cuencas distensivas donde se depositaron posteriormente las rocas jurásicas. Fueron datados en 212 ± 5 Ma y 234 ± 1 Ma (Voss

et al., 1996). Serían equivalentes a diques en ese rango de edades aflorantes hacia el oeste, en territorio chileno.

2.4.2. JURÁSICO INFERIOR

Sedimentitas y vulcanitas jurásicas (8)

Areniscas, calizas, margas, calcarenitas. Pillow lavas, hialoclastitas, basaltos

Antecedentes

Las rocas correspondientes a esta unidad fueron mencionadas por Voss *et al.* (1996) y descriptas brevemente por Kraemer *et al.* (1999).

Distribución areal

Están restringidas en el interior de la depresión del Fraile, al oeste de la salina. Los afloramientos se disponen en una faja de aproximadamente 5 km de largo en sentido N-S, conformando el núcleo de un anticlinal.

Litología

En la base, la unidad está compuesta por depósitos eólicos de areniscas cuarzo feldespáticas



Figura 10. Núcleo de una estructura anticlinal en el extremo norte de la depresión de la salina del Fraile. En la base afloran depósitos pérmicos de la Formación Patquía – de La Cuesta intruidos por diques triásicos. Sobre este conjunto yacen rocas volcanosedimentarias jurásicas. Al fondo de la foto se observan sedimentitas de la Formación Vizcachera.

medianas, de coloración morada, con una matriz de arenisca fina. Se destaca la presencia de clastos pulidos de cuarzo. Las areniscas están dispuestas en bancos potentes de hasta 50 m de espesor con estructuras internas entrecruzadas de muy alto ángulo.

Sobre las eolianitas se apoya una secuencia de areniscas y calizas dispuestas en estratificación tabular fina. En la base de la secuencia afloran bancos de calizas grises con nódulos de sílice, intercalados con calizas oolíticas, y areniscas calcáreas ocre amarillentas; en la parte media afloran margas de colores verde y morado y hacia el techo dominan bancos de calcarenitas y calizas tipo *wackstones*. Se intercalan rocas volcánicas representadas por *pillow lavas* y hialoclastitas en distintas partes de la secuencia (Kraemer *et al.*, 1999). En la parte superior se observó una potente colada de lavas basálticas de 20 m de espesor

Ambiente

Kraemer *et al.* (1999) sugirieron para esta unidad, un ambiente de depositación litoral basándose en la existencia de foraminíferos (*Psammosphaera* sp., *Cyanophyta Rivularia* sp.), ostrácodos y equinodermos en bancos de calizas y coquinas. El pasaje de depósitos eólicos a marinos litorales podría indicar una retrogradación provocada por ascenso relativo del nivel del mar o por efecto tectónico.

Relaciones estratigráficas

Las rocas de esta formación se apoyan en discordancia angular sobre sedimentitas pérmicas. La relación de techo, visible en el extremo norte del salar del Fraile, es discordante con unidades terciarias.

Las relaciones de base con las sedimentitas pérmicas son discordantes y con grandes variaciones de espesores que sugieren el relleno de paleorrelieves abruptos posiblemente generados por el desarrollo de fosas tectónicas.

Edad

Las edades obtenidas por Voss *et al.* (1996), de lavas intercaladas en los sedimentos, son de 198 ± 5 Ma y 194 ± 6 Ma, correspondientes al Jurásico inferior.

2.5. CENOZOICO

2.5.1. PALEÓGENO

2.5.1.1. Eoceno

Formación Geste (9)

Conglomerados, areniscas, pelitas

Antecedentes

En este trabajo se conserva el nombre de Formación Geste (Turner 1961, 1964) teniendo en cuenta las sedimentitas de características y edades similares, aflorantes en las Hojas Geológicas colindantes.

Distribución areal

Las exposiciones correspondientes a esta unidad se disponen en asomos de poca extensión en Botijuela, al sudeste del volcán Antofalla y en la quebrada de Antofalla.

Litología

La Formación Geste está integrada por una secuencia granodecreciente constituida por conglomerados medianos a gruesos en la base y una sucesión de intercalaciones de conglomerados, areniscas y escasos niveles de pelitas en la parte superior.

En el sur de Botijuela, el conjunto tiene aproximadamente 80 m de espesor con los primeros 50 m de conglomerados gruesos y el resto con intercalaciones de bancos de areniscas y conglomerados. Los conglomerados presentan abundantes clastos angulosos de granitos, metamorfitas del basamento y areniscas pérmicas de tamaños entre 10 a 15 cm de diámetro. La matriz es de una arenisca cuarzosa, gruesa y deleznable. Los bancos de conglomerados tienen una base erosiva y se intercalan con areniscas conglomerádicas gruesas que, en algunos casos, contienen fragmentos de pómez blancas, lo cual revela la proximidad de la fuente. En las areniscas cercanas a la base se hallaron restos vegetales no identificados.

Hacia la parte superior de la secuencia dominan bancos arenosos y limosos de estratificación fina a mediana con geometría sigmoidal de barras anastomosadas.

La columna observada en el área de la vega de Botijuela indica un ambiente de depositación de abanicos aluviales en la base, con áreas de aportes muy proximales y depósitos fluviales entrelazados en las partes superiores.

Al oeste del Granito Antofalla (2b), la secuencia es exclusivamente conglomerádica y está integrada por clastos de tamaños que llegan a los 30 cm de diámetro, angulosos a subangulosos. Los clastos, mayoritariamente del basamento y del Granito Antofalla están englobados en una matriz muy fina.

También presenta bancos de conglomerados finos constituidos por clastos imbricados inmersos en una matriz de arena fina. Estos bancos tienen geometría de canales aproximadamente de 2 m de ancho por 1 m de espesor. La estructura interna es de laminación paralela suavemente definida. Algunos de estos canales tienen depósitos de conglomerados gruesos clastosoportante de tipo *by pass*.

En este sector, la base de la columna exhibe características de depósitos fluviales de alta energía mientras que hacia el techo dominan los depósitos de abanicos aluviales.

En la quebrada del volcán Antofalla, esta unidad está compuesta de base a techo por areniscas finas a medianas de coloración gris verdosa, muy seleccionadas y con estructura interna entrecruzada de alto ángulo de tipo duna. Estos depósitos se interdigitan lateralmente con secuencias fluviales conglomerádicas gruesas con clastos imbricados y matriz roja muy cementada. La fracción gruesa está integrada por clastos angulosos a subangulosos, de tamaños variables de vulcanitas, sedimentitas ordovícicas, esquistos y gneises del basamento y vulcanitas pérmicas. En la base de la secuencia aflorante se intercalan escasos bancos de areniscas conglomerádicas. Hacia las partes altas de la columna dominan los depósitos conglomerádicos con intercalaciones de bolsones de areniscas eólicas de más de 100 m de espesor.

El conjunto tiene estratificación mediana. Podría corresponder a un ambiente fluvial entrelazado con campos de dunas asociados.

Las características proximales de las secuencias descriptas, aún cuando el frente orogénico andino se encontraba alejado hacia el oeste de esta región en el tiempo de su depositación, podrían constituir la respuesta sedimentaria a la etapa compresiva regional dominada por movimien-

tos de bloques, durante el inicio de la tectónica Andina.

Relaciones estratigráficas

La relación de base fue observada únicamente al sur de Botijuela donde se apoya en discordancia angular sobre sedimentitas pérmicas. Al sur de ese sitio la formación está cubierta en discordancia erosiva por el Miembro Inferior de la Formación Vizcachera. En el área de Antofalla, los conglomerados están cubiertos por coladas de lavas basálticas y andesíticas pliocenas.

Edad

Se asigna a esta unidad una edad eocena, en base a una datación ($37,6 \pm 0,3$ Ma) realizada sobre clastos de vulcanitas, incorporados en la base de la Formación Vizcachera (Kraemer *et al.*, 1999).

2.5.2. PALEÓGENO-NEÓGENO

2.5.2.1. Eoceno superior - Mioceno medio

Formación Vizcachera (10)

Antecedentes

Las secuencias correlacionables con esta unidad aflorantes en las Hojas Geológicas Socompa (Zappettini y Blasco, 2001) y Cachi (Hongn y Seggiaro, 1998) fueron agrupadas bajo el nombre informal de Sedimentita Vizcachera. En la Hoja Paso San Francisco, Seggiaro *et al.* (2006) le asignaron carácter formacional conservando el mismo topónimo y separaron la unidad en dos miembros: Inferior (Eoceno superior-Mioceno inferior) y Superior (Mioceno inferior a medio), sobre la base de diferencias litológicas.

Distribución areal

La Formación Vizcachera aflora en varios sectores de la Hoja. En el norte se expone desde el oeste del salar del Río Grande hasta la vega Cori, como así también en el sector nororiental al norte del puesto Antofallita y en la quebrada Tebenquicho Grande. Se han localizado diversos afloramientos de esta unidad al este del salar de Antofalla (Fig. 11), al oeste del mismo casi hasta el límite con Chile.

Miembro Inferior (10 a)

Areniscas, pelitas, conglomerados; tobas e ignimbritas

Litología

Este miembro está compuesto por una secuencia granocreciente de más de 1200 m de espesor de areniscas, pelitas y conglomerados rojos.

La base de esta unidad, expuesta al sur de Botijuela y al norte de la vega Las Quinuas, está constituida por areniscas finas y arcilitas con escasas intercalaciones de bancos conglomerádicos lenticulares. Las arcilitas se disponen en bancos tabulares continuos, con laminación paralela fina e intercalaciones de láminas de yeso, presentan rasgos de bioturbaciones y grietas de desecación. Los bancos arenosos tienen un espesor relativamente uniforme a lo largo de grandes extensiones laterales. La base es erosiva y tiene óndulas asimétricas de corrientes.

En la parte media de la columna, las areniscas son de granulometría mediana y estratificación mediana, con bancos que muestran fuertes variaciones laterales de espesores y base erosiva.

Poseen intraclastos de pelitas y estratificación interna entrecruzada.

En el valle del cerro Plegado (Fig. 12) está integrada por areniscas finas a medianas y pelitas. Los bancos son de 0,3 a 3 m de espesor. Las areniscas tienen matriz arcillosa, con fractura conooidal. El conjunto está atravesado por venas de yeso que, en algunas partes, invaden completamente a la roca.

Se intercalan bancos de areniscas medianas a gruesas, tractivos, con estructura interna entrecruzada y barras de arena. Las barras se disponen en forma esporádica, a la manera de un río divagante en una llanura aluvial amplia, con canales tipo *braided*. En los depósitos más finos, donde domina la matriz pelítica, se observaron grietas de desecación.

La base de la secuencia es de material más fino, limoso y de coloración más rojiza (rojo ladrillo). Esta parte de la columna es grano y estratocreciente.

En los 300 m superiores dominan conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas de grano mediano a fino. Los conglomerados son masivos, matriz soporte, pobremente seleccionados y dispuestos en bancos lateralmente continuos. Los clastos



Figura 11. Afloramientos del Miembro Superior de la Formación Vizcachera al este de la laguna Cajeros, en la culminación septentrional del anticlinal de la salina del Fraile.

son subangulares y alcanzan diámetros de hasta 0,50 m; en su mayoría corresponden a rocas del basamento ígneo-metamórfico y a sedimentitas paleozoicas.

La secuencia culmina con areniscas limosas finas a medianas, con estratificación interna entrecruzada y laminar. Se intercalan bancos eólicos de hasta 10 m de espesor integrados por areniscas muy seleccionadas con entrecruzamientos de alto ángulo.

Hacia el techo de esta secuencia se percibe un aumento de la participación de rocas volcánicas, la que comienza con la intercalación de un banco de ignimbrita rosada de más de 1 m de espesor y un banco de toba de 0,20 m de espesor.

Las variaciones litológicas y los rasgos sedimentarios de la secuencia evolucionaron desde un ambiente de valle fluvial abierto, con llanuras aluviales extensas, a un sistema de canales fluviales tipo *braided* con aportes de abanicos aluviales en las partes superiores de la columna.

Relaciones estratigráficas

La relación con la infrayacente Formación Geste es discordante y fue observada al sur de Botijuela.

Al norte de Antofallita se apoya sobre estratos ordovícicos y en el salar del Fraile lo hace sobre los estratos pérmicos.

La relación de techo es discordante de bajo ángulo con el Miembro Superior de la Formación Vizcachera. La angularidad es claramente visible en el filo oriental que bordea la depresión del salar del Fraile.

En el salar del Fraile, donde es posible observar la secuencia completa, se estimó un espesor de 150 m para esta unidad.

Edad

Las edades obtenidas por Kraemer *et al.* (1999) son de 37,6 Ma en la base, 28,9 Ma en la parte media de la columna y 22,5 Ma en la parte superior. Existe una edad de 34 Ma (Kraemer *et al.*, 1999), en la base de la secuencia, tomada sobre un nivel de toba intercalado.

La edad de 37 Ma, basada en un clasto de lava incorporado en conglomerados, podría corresponder a la Formación Geste. En este trabajo se considera más confiable la edad de 34 Ma para la base de la Formación Vizcachera, razón por la cual se encontraría próxima al límite entre el Eoceno y el Oligoceno.



Figura 12. En primer plano afloran las sedimentitas de la Formación Vizcachera (Miembro Inferior) en la zona del cerro Plegado. En un plano intermedio se observa el Granito Cerro Plegado y al fondo ambos miembros de la Formación Vizcachera.

Miembro Superior (10 b)

Areniscas, conglomerados; tobas, depósitos de flujos piroclásticos

Litología

La sedimentación se inicia con areniscas conglomerádicas y conglomerados finos a medianos que hacia el techo se hacen más gruesos y masivos.

La base está integrada por bancos conglomerádicos con matriz de arena gruesa de fragmentos de cuarzo, micas y feldespatos. La fracción gruesa se compone de clastos que no superan los 15 cm de diámetro, redondeados, de granitos, sedimentitas ordovícicas, vulcanitas dacíticas, areniscas rojas y pómez blancas con cristales de biotitas.

La estratificación es mediana, en bancos de 0,5 a 2 m de espesor que se acuñan lateralmente. La coloración es pardo-rojiza en la base y más clara hacia el techo, provocada por un aumento en la participación volcánica en los componentes de la matriz.

En las partes medias de la columna dominan conglomerados finos a medianos y aumenta la participación volcánica. Los conglomerados son poco consolidados y están integrados por fragmentos que van de 1 a 6 cm de diámetro de clastos subredondeados a subangulosos. Presentan niveles clastosoposte imbricados y laminación paralela a entrecruzada. Los bancos que tienen 20 a 30 cm de espesor son granodecrecientes internamente.

Las areniscas gruesas a medianas poseen clastos subredondeados a redondeados muy variados. Tienen estructura interna entrecruzada y se disponen en bancos lenticulares algunos de ellos con base erosiva. Son depósitos de tipo corte y relleno. Algunos de estos bancos tienen composición tuffítica, la matriz en general es tobácea.

Las partes superiores están dominadas por conglomerados polimícticos, matriz soporte, con abundantes fragmentos de pómez e ignimbritas junto a fragmentos de metamorfitas del basamento, granitos, y sedimentitas paleozoicas y cenozoicas. La matriz es tuffítica con profusa mica y cuarzo. El conjunto muestra una tonalidad pardo-amarillenta clara a grisácea. Los bloques alcanzan diámetros que superan el metro en las partes más altas de la secuencia.

La participación volcánica aumenta notablemente de base a techo. Se caracteriza por la presencia de depósitos de tobas y lapillis, niveles de *surges* e ignimbritas con facies proximales a distales en diferentes partes la cuenca. En general se observó que los afloramientos ubicados hacia el oeste tienen una

mayor participación de depósitos piroclásticos y en facies proximales a intermedias (Fig. 13).

En la ladera oriental de la sierra Quebrada Honda, cerca del techo de la unidad, las vulcanitas intercaladas en conglomerados polimícticos muy gruesos, exhiben una sucesión de depósitos de caída, *surges* e ignimbritas que superan en conjunto los 50 m de espesor (Fig. 14).

Relaciones estratigráficas

Se apoya en discordancia angular suave sobre el Miembro Inferior de la Formación Vizcachera y está parcialmente cubierta en forma discordante por lavas del Mioceno inferior, la Ignimbrita Los Colorados y por lavas del Mioceno medio a superior.

El espesor calculado en el salar del Fraile es de 130 metros.

Edad

Por las relaciones estratigráficas y por dataciones obtenidas en diferentes lugares de la Hoja por Kraemer *et al.* (1999), temporalmente se ubica a este miembro en un rango comprendido entre el Mioceno inferior y el Mioceno medio.

2.5.3. NEÓGENO

2.5.3.1. Mioceno

Vulcanitas del Mioceno inferior (11)

Lavas, cuerpos subvolcánicos, depósitos de flujos piroclásticos y piroclastitas ácidos a básicas

Antecedentes

Constituyen esta unidad un conjunto de estratovolcanes profundamente erosionados, lavas porfíricas, cuellos, diques, domos y depósitos piroclásticos.

El complejo volcánico que se encuentra en el área de la quebrada de Cave fue investigado por Galliski *et al.* (1999), quienes le asignaron el nombre de Complejo La Mina, integrado por lavas y domos dacíticos y traquiandesíticos. El Complejo volcánico Cori fue definido y descrito por Zappettini y Blasco (2001) en el ámbito de la Hoja Socompa. El Complejo Quebrada del Agua estudiado originalmente por Koukharsky (1969, 1988) y Galliski *et al.* (1987) fue redefinido por Zappettini y Blasco (2001) con el nombre de Complejo volcanosedimentario Quebrada del Agua.



Figura 13. Concentración de pómez en unidades ignimbríticas de la Formación Vizcachera al oeste del cerro Plegado.



Figura 14. Depósitos volcanoclásticos de oleadas piroclásticas (*surges*) de la Formación Vizcachera (Miembro Superior) en el borde oriental de la sierra de Quebrada Honda.

En el mapa se han diferenciado distintas subunidades de esta entidad.

Distribución areal

Las Vulcanitas del Mioceno inferior están integradas por los complejos Quebrada del Agua, Cori y Cave ubicados en el norte de la Hoja y por un aparato volcánico plegado que está situado en el extremo sudoeste de la Hoja y continúa en Chile.

Litología

Esta unidad está compuesta por tobas, aglomerados, ignimbritas, pórfiros dacíticos y lavas dacíticas (Figs. 15 y 16), andesíticas, pertenecientes a los complejos volcánicos mencionados y por un extenso aparato volcánico basáltico olivínico situado al oeste del cerro Plegado.

Las ignimbritas de la base del Complejo volcánico Cori contienen pómez levemente estiradas, minerales máficos y plagioclasas; tienen abundantes fragmentos lávicos cognatos, sedimentitas rojas y areniscas rojizas finas. El conjunto se presenta en bancos de 2 a 3 m de potencia y bien soldados.

Se divisó un banco, con un espesor parcial de 30 m, formado por ciclos de aproximadamente 6 m de espesor, que comienzan con depósitos ignimbríticos típicos y pasan hacia el techo a brechas coignimbríticas y flujos de bloques y cenizas. Se destacan cumulos de anfíboles.

Los ciclos ignimbríticos están separados por superficies de enfriamiento a partir de las cuales se depositan delgados niveles de *base surges*, caracterizados por estructuras internas laminares y fragmentos líticos orientados. En algunos sectores se observó un nivel de base de 5 cm de espesor (*ground layer*), en el que la fragmentación de líticos y pómez es intensa y homogénea, con tamaños de 0,5 cm, inmersos en una matriz fina.

La ignimbrita de la base está medianamente soldada. El estudio al microscopio revela que es de composición andesítica, muy rica en cristales, con textura porfírica, matriz vitrofírica a criptocristalina, con evidencias de recristalización. Los fenocristales más abundantes son de plagioclasas (andesina) subhedrales, aunque la mayor parte son fragmentos (cristaloclastos), están zonadas y tienen numerosas inclusiones máficas, algunas llegan a exhibir texturas tipo ocelar, con alteración a sericita. Es importante la calcita en la mesostasis. Otros fenocristales

son clinopiroxeno augítico de color verde pálido y ortopiroxeno, los cuales tienen bordes reabsorbidos ricos en calcita. Los anfíboles (lamprobolita) son escasos y están fuertemente reabsorbidos por la matriz. La biotita como fenocristal es la más escasa. Es notable la presencia de numerosos fragmentos cognatos con textura porfírica de composición andesítica, otros fragmentos corresponden a cumulos equigranulares de gabros, que en algunos casos superan bloques de 10 cm de diámetro, compuestos esencialmente por clinopiroxeno, plagioclasa y escasa biotita. Existen variaciones donde desaparecen los fragmentos líticos y los cristaloclastos, no así los cumulos gábricos y los fenocristales más abundantes son los anfíboles.

Las unidades de ignimbritas están intruidas por cuerpos dómicos dacíticos y diques andesíticos a traquiandesíticos (Fig. 17), con espesores de hasta 5 metros. Tienen textura porfírica seriada y matriz microcristalina, con abundantes fenocristales de plagioclasa que también se encuentran como microfenocristales y microlitos. La plagioclasa es el único fenocristal presente reconocible, constituye hasta el 60 % del volumen total, es euhédrica con zonación continua del tipo oscilatoria, evidenciada aún más por una alteración diferencial. Los demás fenocristales corresponden a anfíboles y restos de piroxenos muy alterados. Hay una fuerte alteración con desarrollo de calcita y caolín. En la matriz también predominan los microlitos de plagioclasa.

Asociadas a la parte superior del Complejo volcánico Cori hay mantos lávicos de andesitas basálticas, con textura porfírica intersertal, hialopilitica a glomeroporfírica, compuestas por fenocristales de plagioclasa rica en componente anortítico (bitownita), olivina y clinopiroxeno. La plagioclasa es el fenocristal más importante, también está presente en la pasta como microlitos y en agregados monominerales, posee numerosas inclusiones vítreas, máficas y de clinopiroxenos euhédricos que se concentran en el núcleo, evidenciando dos etapas de cristalización bajo condiciones distintas. Los fenocristales de olivina tienen los bordes reabsorbidos y desarrollo de engolfamientos; los de piroxeno siempre están formando agregados de gran tamaño. El vidrio en la mesostasis es escaso e incoloro.

Otros mantos lávicos corresponden a dacitas-riodacitas, con textura fuertemente porfírica hipidiomórfica, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, clinopiroxeno y escaso cuarzo. La



Figura 15. Mantos de ignimbritas y lavas y domos del Complejo volcánico Cori.



Figura 16. Intrusivos dómicos en lavas y mantos ignimbríticos del Complejo volcánico Cori.



Figura 17. Diques traquiandesíticos del Complejo volcánico Cori.

matriz es microcristalina y está compuesta esencialmente por cuarzo y plagioclasa en menor cantidad.

Los afloramientos del oeste del salar del Río Grande, en el noroeste de la Hoja, están integrados por potentes depósitos de aglomerados volcánicos tipo lahares, con bloques de ignimbritas dacíticas y líticas de basaltos y andesitas. En la secuencia se intercalan depósitos de brechas coignimbríticas con matriz vitroclástica. Estos depósitos de gran volumen continúan en la Hoja Socompa y fueron descritos por Zappettini y Blasco (2001) como Formación Quebrada del Agua.

Las exposiciones cercanas al borde oriental del salar del Río Grande están formadas por lavas dacíticas de color gris oscuro, intensamente silicificadas, y pórfiros riodacíticos. Al microscopio se observó que estas rocas están compuestas por fenocristales de cuarzo y, en menor cantidad, plagioclasa y feldespatos potásico (sanidina), inmersos en una matriz microcristalina. El cuarzo es el fenocristal más abundante, con formas prismáticas euhédricas (bipiramidales) y anhédricas con desarrollo de texturas de engolfamientos. La plagioclasa es escasa y está presente sólo como fenocristales de gran tamaño. La sanidina está alterada a caolín. La matriz microcristalina está integrada por cuarzo, feldespatos y arcillas.

En el sudoeste de la Hoja afloran basaltos olivínicos profundamente erosionados y plegados

conformando un anticlinal con núcleo en el basamento del cerro Plegado.

Relaciones estratigráficas

Las coladas de basaltos del suroeste de la Hoja se apoyan en discordancia angular sobre estratos del Miembro Superior de la Formación Vizcachera. Las brechas piroclásticas e ignimbritas del extremo noroeste se apoyan sobre la Formación Vizcachera y están parcialmente cubiertas en discordancia por la Formación Sijes y por vulcanitas del Plioceno inferior y basaltos del Pleistoceno.

En el borde oriental del salar del Río Grande, las lavas se apoyan sobre pórfiros riodacíticos del Pérmico inferior.

Las ignimbritas del Complejo Volcánica Cori se apoyan sobre ignimbritas, *surges* y depósitos eólicos posiblemente de edad pérmica y se hallan parcialmente cubiertas por lavas basálticas pleistocenas.

Edad

Un *neck* tonalítico ubicado en el extremo norte de la Hoja, perteneciente al Complejo volcánico Cori, fue datado en 24 ± 1 Ma (Zappettini y Blasco, 2001). El Complejo Quebrada del Agua presenta edades que varían de 23 ± 1 Ma a 15 ± 1 Ma en el ámbito de la Hoja Socompa (Zappettini y Blasco, 2001). En el cerro Arita, Galliski *et al.* (1999) dataron un dique

perteneciente al Complejo La Mina en 21 ± 5 Ma (K/Ar). Los basaltos del aparato volcánico del extremo sudoeste de la Hoja fueron datados del lado chileno por Naranjo y Cornejo (1992) en $19,9 \pm 0,8$ Ma (K/Ar).

Vulcanitas del Mioceno medio al Mioceno superior (12)

Lavas dacíticas y andesíticas e ignimbritas dacíticas

Antecedentes

Las vulcanitas correspondientes a esta unidad fueron descritas bajo el nombre de Formación Beltrán (Aceñolaza *et al.*, 1976) y Formación Tebenquicho (González, 1983).

En general la unidad se ha mapeado en forma complejiva, discriminándose las facies de ignimbritas (12 a) y de lavas dacíticas (12 b) cuando la escala así lo permitió.

Distribución areal

Se distribuye, en forma de coladas de lavas integrando la ladera occidental del cerro Tebenquicho, en los alrededores de los volcanes Antofalla y Archibarca (Fig. 18) y en el extremo oriental de la Hoja al este del salar de Antofalla.

Las vulcanitas forman parte de grandes estratovolcanes como el Tebenquicho y el Antofalla.

Se encuentran profundamente erosionadas y afectadas tectónicamente.

Litología

Las rocas de esta unidad están integradas por lavas dacíticas del estratovolcán Tebenquicho y brechas fluidales, lavas dacíticas y andesíticas de los alrededores del volcán Antofalla.

Las andesitas están compuestas por fenocristales de plagioclasa y olivina, xenocristales de cuarzo y nódulos de desvitrificación. Las dacitas contienen fenocristales de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita.

Al oeste del volcán Antofalla se observan ignimbritas dacíticas con abundantes fragmentos líticos ordovícicos intensamente alterados por silicificación y argilitización.

Al este del salar de Antofalla afloran depósitos de ignimbritas dacíticas de coloración grisácea. Estos depósitos se disponen con estratificación gruesa, con un espesor parcial de más de 40 metros. Tienen abundante cantidad de fragmentos lávicos, exclusivamente de dacitas porfíricas, los que varían en tamaños desde bloques de 50 cm de diámetro hasta pequeños. Se trata en general de facies proximales posiblemente provenientes desde el cerro Beltrán ubicado inmediatamente al este de estos depósitos y fuera de la Hoja. Sobre las ignimbritas se apoyan lavas dacíticas que forman parte de la misma secuencia.



Figura 18. Domo riódacítico a riolítico con desarrollo de un borde compuesto por unidades piroclásticas, ignimbritas, coladas de bloques y cenizas en la caldera de Archibarca.

Relaciones estratigráficas

Las lavas correspondientes a esta unidad se apoyan concordantemente sobre sedimentitas de la Formación Vizcachera al N y NE del salar del Fraile y al O de Antofallita. En la quebrada de la Mina, en el volcán Antofalla, se apoyan sobre sedimentitas de la Formación Patquía - de La Cuesta.

La sobreyacen vulcanitas del Mioceno superior en los volcanes Tebenquicho y Antofalla.

Edad

La edad de esta unidad fue obtenida a partir de dos dataciones (Ar/Ar sobre biotita) realizadas por Kraemer *et al.* (1999), que dieron cifras de $10,7 \pm 0,7$ Ma sobre lavas de la ladera oriental del cerro Archibarca y $11 \pm 0,5$ Ma sobre lavas de la ladera occidental del volcán Tebenquicho.

Formación Sijes (13)

Areniscas, areniscas conglomerádicas, conglomerados, tobas, ignimbritas. Evaporitas

Antecedentes

La Formación Sijes fue definida por Turner (1961). Esta unidad ha sido estudiada por parte de compañías borateras en diferentes ámbitos de la Puna. Su interés por la presencia de depósitos de boratos registra antecedentes de exploración en el salar de Uncal Grande, ubicado en el extremo sudoriental de la Hoja.

Adelmann y Goerler (1998) y Kraemer *et al.* (1999) asignaron el nombre de Formación Juncalito a secuencias parcialmente equivalentes a esta unidad.

Distribución areal

Los afloramientos se restringen a los bordes del salar del Río Grande y al borde oriental del salar de Antofalla.

Litología

Está compuesta por areniscas finas a medianas, areniscas conglomerádicas medianas a gruesas y conglomerados medianos. Las areniscas conglomerádicas están mal seleccionadas y po-

seen clastos subangulosos y cemento silíceo. La matriz es de color gris con abundante mica negra.

La secuencia en general es granocreciente. Los bancos se disponen en estratificación mediana, de geometría tabular y estructura interna con laminación paralela. Se intercalan bancos piroclásticos de caída integrados por lapillis verdosos de 1 a 2 cm de diámetro, tobas e ignimbritas (Figs. 19 y 20).

Desde el área del campamento de la mina La Casualidad, hacia el sur, aumenta la participación de piroclastos en la columna.

Al sur del salar del Río Grande se intercalan niveles piroclásticos de *surges* y bancos potentes de ignimbritas (Fig. 21).

Los *surges* tienen laminación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela de alto régimen.

En la margen oriental del salar de Antofalla, la secuencia presenta potentes bancos evaporíticos.

Relaciones estratigráficas

La relación de la base fue observada en el borde occidental de la Salina Grande. El contacto es discordante sobre vulcanitas del Mioceno inferior representadas por la Formación Quebrada del Agua en este sector.

La Formación Sijes está cubierta por vulcanitas del Plioceno inferior en el borde oriental del salar de Antofalla. El espesor parcial es de aproximadamente 30 metros.

Edad

Una datación de $7,9 \pm 0,3$ Ma (Kraemer *et al.*, 1999) por el método Ar/Ar sobre plagioclasa, de una muestra de toba intercalada en bancos evaporíticos, fue obtenida en el borde oriental del salar de Antofalla.

Vulcanitas del Mioceno superior (14)

Dacitas, andesitas, basaltos andesíticos

Antecedentes

En los trabajos de Martos (1981) y Coira (1971) se describieron, de manera sucinta, las coladas pertenecientes a esta unidad que integran el volcán Antofalla.

En el mapa geológico se han discriminado las distintas facies lávicas de esta unidad, cuando ello no fue posible se las agrupó complexivamente.



Figura 19. Borde oriental del salar de Río Grande, secuencias volcanoclásticas de la Formación Sijes.



Figura 20. Borde oriental del salar de Río Grande, secuencias volcanoclásticas de la Formación Sijes con mayor detalle.

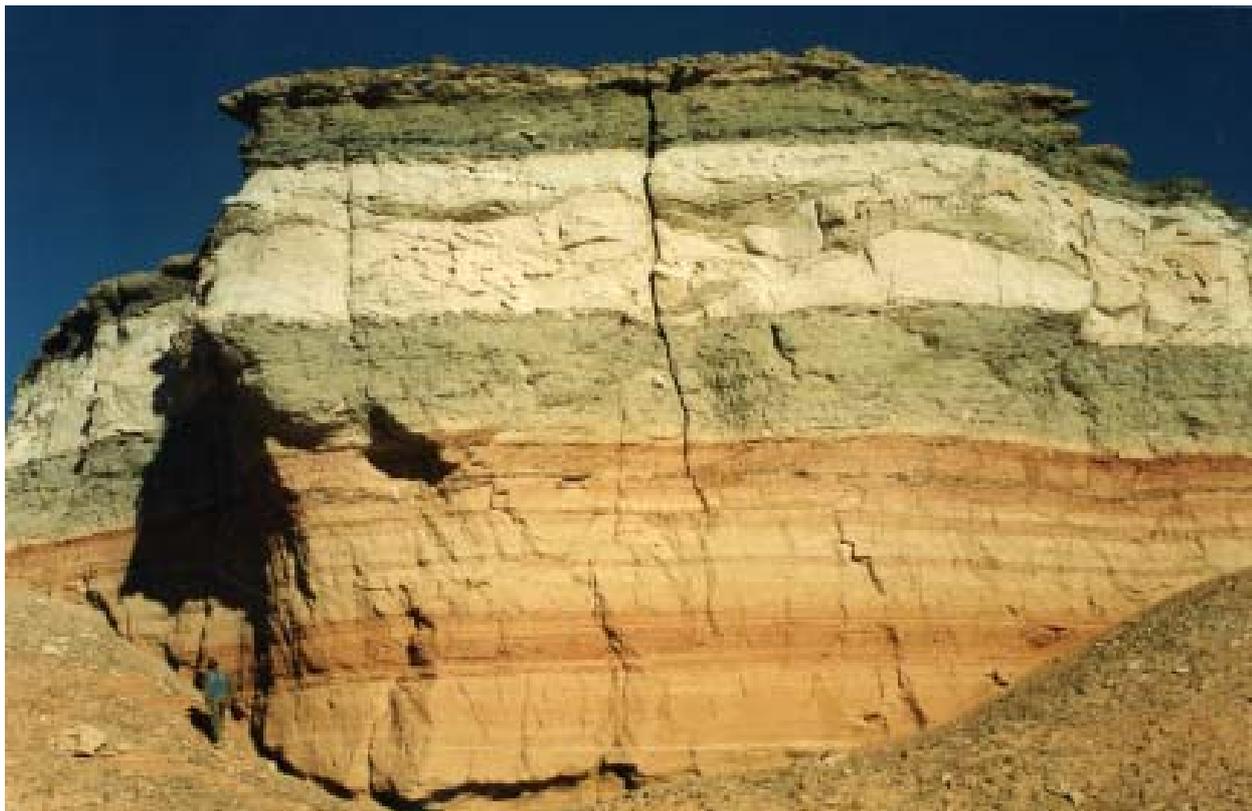


Figura 21. Facies proximales de depósitos piroclásticos en secuencias volcanoclásticas de la Formación Sijes en el salar de Río Grande.

Distribución areal

Las exposiciones más extensas de estas coladas están formando los aparatos volcánicos Tebenquicho y Antofalla. Otros afloramientos están concentrados hacia el oeste de la Hoja formando parte del límite con Chile.

Litología

La unidad está compuesta por estratovolcanes, domos y conos de escorias poco erosionados. La integran lavas dacíticas, andesíticas y basáltico-andesíticas. Forman parte de grandes estratovolcanes como el Tebenquicho y el volcán Antofalla.

Las dacitas son porfíricas, con fenocristales de más de 1 cm de diámetro de cuarzo, feldspatos y biotita. Los basaltos andesíticos tienen fenocristales de olivina y de piroxenos.

Las andesitas tienen una marcada textura porfírica seriada, con una matriz microcristalina a pilotáxica. Están compuestas por fenocristales de plagioclasa zonada (intermedias), biotita, hornblenda y escasos piroxenos (hipersteno y diópsido) como microfenocristales. En la pasta se observan

microlitos de plagioclasa y biotita en una base de vidrio con coloraciones variadas posiblemente por diferencias composicionales. Los minerales accesorios son titanita, opacos y apatita. Es importante la presencia de cuarzo como xenocristal con bordes reabsorbidos en el contacto con la mesostasis. Hay dos variedades de plagioclasa, una con bordes reabsorbidos, subhedral y otra euhedral y más pequeña.

Relaciones estratigráficas

En los alrededores del volcán Antofalla y en la ladera oriental del volcán Tebenquicho, las vulcanitas de esta unidad se apoyan sobre vulcanitas del Mioceno medio a superior. También se observó, en diferentes partes de la Hoja, la relación discordante con rocas ordovícicas y pérmicas. La sobreyacen lavas basálticas y dacíticas pliocenas y pleistocenas.

Edad

La edad de una andesita del volcán Tebenquicho, obtenida a partir de plagioclasa por el método Ar/Ar es de $5,96 \pm 0,03$ Ma (Kraemer *et al.*, 1999).

Ignimbrita Caballo Muerto (15)

Ignimbritas dacíticas

Distribución areal

Se presenta en un afloramiento de poca extensión a lo largo de la quebrada Caballo Muerto ubicada al oeste del cerro Tebenquicho.

Litología

Es una ignimbrita rojiza masiva de composición dacítica. Está poco soldada, con la matriz alterada con colores rojizos. Contiene abundantes pómez con poros aciculares, fragmentos líticos de areniscas rojas del Terciario y areniscas y pelitas verdosas ordovícicas. Exhibe un nivel de erosión muy marcado, con relleno de canales.

Relaciones estratigráficas y edad

La sobreyace la Ignimbrita Archibarca de coloración blanco grisácea. El contacto entre ambas ignimbritas se produce por medio de una superficie discordante profundamente erosionada. También se apoya sobre esta ignimbrita una colada de basaltos del Plioceno superior. La relación de base de esta unidad no fue observada en el campo. El espesor parcial es de 8 m aproximadamente.

Esta formación se asigna al Mioceno superior.

Ignimbrita Los Colorados (16)

Ignimbritas dacíticas

Antecedentes

Estos depósitos fueron originalmente descritos y cartografiados por Seggiaro *et al.* (2006) y dados por Mpodozis (en Seggiaro *et al.*, 2006).

Distribución areal

Se distribuye en mantos subhorizontales en el ángulo sudoeste de la Hoja, continuando hacia el sur en la Hoja Paso San Francisco y hacia el oeste en Chile, donde presentan el mayor desarrollo areal.

Litología

Está integrada por ignimbritas dacíticas de coloración gris clara con pátinas de tonalidad amarillenta. Poseen un elevado contenido de pómez

colapsadas y estiradas, en una relación 1 a 5, junto a proporciones menores de *fiammes*.

Los minerales que la componen esencialmente son abundantes cuarzo y biotita (en su mayoría oxidadas) y, en porcentajes más bajos, plagioclasa con hábito euhédrico. Son rocas muy soldadas y masivas en las que se observa disyunción columnar levemente marcada.

Relaciones estratigráficas

Se apoya en discordancia sobre rocas de distintas edades. Gran parte de esta unidad se halla en contacto discordante sobre rocas paleozoicas y sedimentitas de la Formación Vizcachera. La cubren basaltos del Pleistoceno al oeste de la quebrada Honda.

Estas ignimbritas tienen espesores variables entre 4 m y 15 m aproximadamente, debido a que rellenan irregularidades topográficas preexistentes.

Edad

Una datación de esta unidad realizada por Mpodozis (com. verb.) dio como resultado una cifra de 7,9 Ma. En el trabajo de Siebel *et al.* (2001) se la correlaciona con otras unidades, aflorantes más al sur, que tienen edades de 8,7 Ma (K/Ar en biotita) y $8,4 \pm 0,3$ Ma (K/Ar en vidrio).

2.5.3.2. Plioceno

Ignimbrita Los Patos (17)

Ignimbritas riodacíticas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Coira y Pezzutti (1976) como Ignimbrita Laguna Los Patos para reunir a un conjunto de rocas ignimbriticas de composición andesítica situadas al norte y oeste de la laguna Los Patos. En este trabajo se adecua la terminología al Código Argentino de Estratigrafía.

Distribución areal

Aflora en la parte central de la Hoja en una faja de orientación N-S ubicada entre la laguna Los Patos y el salar del Río Grande.

Litología

Es una ignimbrita riodacítica de coloración rosada. Contiene abundantes fenocristales de cuarzo,

plagioclasa, piroxeno y biotita, de tamaños que van de 0,2 cm a 0,5 centímetros. Los fragmentos líticos están constituidos por clastos de rocas ordovícicas, areniscas rojas terciarias y vulcanitas de dimensiones entre 0,5 cm y 3 cm de diámetro. Se destaca la presencia de pómez blanquecinas colapsadas y *fiammes* negras con una relación de estiramiento de 1 a 5.

Relaciones estratigráficas y edad

El manto ignimbrítico cubre rocas ordovícicas en los alrededores de la laguna Los Patos y lo sobreyacen lavas dacíticas del Plioceno inferior y basaltos del Pleistoceno.

Se asigna esta unidad al Plioceno inferior bajo.

Vulcanitas del Plioceno inferior (18)

Riolitas, dacitas, andesitas y basaltos

Distribución areal

Las lavas y domos correspondientes a esta unidad están ampliamente distribuidos en el ámbito de la Hoja. Los afloramientos son continuos y muy extensos en el borde oriental del salar de Antofalla y en el sudoeste del salar del Río Grande (Fig. 22).

En algunos sectores se han mapeado en forma separada las riolitas (18 a) y las dacitas (18 b).

Litología

Están constituidas por dacitas, riolitas, andesitas y basaltos. Son lavas y domos asociados a estratovolcanes (Fig. 23) y calderas de colapso. En el extremo sudeste de la Hoja no se distinguen aparatos volcánicos definidos y las coladas forman mantos extensos de andesitas basálticas provenientes de derrames fisurales.

Las lavas dacíticas tienen fenocristales de anfíbol, piroxeno, biotita, plagioclasa y cuarzo inmersos en una matriz vitrofírica. Al oeste de la laguna Los Patos se desarrolló un complejo de aparatos volcánicos que muestran variaciones composicionales desde términos diferenciados integrados por riolitas parcialmente perlitizadas, con fenocristales de piroxeno y vesículas estiradas, hasta componentes máficos de andesitas basálticas. Estas variaciones composicionales y el desarrollo de grandes fenocristales sugieren una evolución a partir de cámaras magmáticas estratificadas.

En el borde oriental del salar de Antofalla y al este del volcán Tebenquicho, las lavas correspon-



Figura 22. Cerro El Médano en el oeste del salar de Río Grande. Colapso de aparato volcánico con migración lateral de magmas, emisión de lavas andesíticas/basálticas y riolodacíticas en forma contemporánea.

den a andesitas piroxénicas, con una marcada textura porfírica, compuesta por fenocristales de andesina, ortopiroxeno y clinopiroxeno. La matriz posee textura fluidal con contenido de microlitos de plagioclasas y clinopiroxenos y mineral opaco, inmersos en vidrio de color marrón. Es común la presencia de cuarzo como xenocristal. La mayor parte de los fenocristales son de hispersteno (bronzita), en tanto los de plagioclasa son escasos pero de gran tamaño, con textura en tamiz y bordes redondeados por reacción con la matriz.

En diferentes coladas se observaron variaciones texturales y mineralógicas, con disminución del tamaño de grano de los componentes de la matriz, muy escasos fenocristales de plagioclasa muy reabsorbidos y mayor aparición de los piroxenos, principalmente clinopiroxeno y escasa olivina.

Otras coladas tienen mayor cantidad de olivina con texturas similares, donde es llamativa la textura glomeroporfírica con clinopiroxenos zonados (diferente contenidos de Ca), mayor cantidad de plagioclasa con inclusiones vítreas y de ortopiroxenos.

Relaciones estratigráficas

Debido a su amplia dispersión areal, se encuentra en contacto discordante con casi todas las unida-

des presentes en la Hoja, tanto en su relación de base como de techo.

Edad

La edad de estas rocas, obtenida a partir de dataciones radimétricas por el método K/Ar y Ar/Ar, está comprendida entre $4,6 \pm 0,2$ Ma y $5,2 \pm 0,3$ Ma (Kraemer *et al.*, 1999), por lo que se las asigna al Plioceno inferior.

Ignimbrita Archibarca (19)

Ignimbritas

Antecedentes

El nombre de esta unidad fue asignado por González (1992). Posteriormente, Galliski *et al.* (1999) la incorporaron como Miembro superior de la Formación La Torre. Kraemer *et al.* (1999) y Siebel *et al.* (2001) realizaron estudios petrográficos y geoquímicos de esta ignimbrita.

Distribución areal

Aflora en los alrededores del cerro Archibarca. Posiblemente los depósitos de flujos piroclásticos



Figura 23. Volcán Lastarria. Estratovolcán conformado por depósitos piroclásticos y mantos lávicos dacíticos y andesíticos al oeste del salar de Río Grande.

que conforman esta unidad provengan de un centro de emisión localizado en el área del cerro mencionado.

Litología

Los afloramientos que se exponen a lo largo de la quebrada Caballo Muerto presentan varios niveles de flujo, con depósitos de *surges* en la base de cada uno de ellos. Las ignimbritas son masivas, muy pumíceas, con escasa biotita y abundantes fragmentos líticos de lavas dacíticas muy porfíricas y algunas perlitizadas. Hay también fragmentos de areniscas rojas y granitos.

Los niveles de *surges* tienen estructura interna entrecruzada. Entre los *surges* y las ignimbritas se observaron delgados bancos de cinerita. Presentan en conjunto más de 10 m de espesor.

Al norte de la quebrada Caballo Muerto, próximo al cerro Archibarca, se han visto depósitos piroclásticos más proximales asociados a cuerpos dómicos pequeños.

Galliski *et al.* (1999) vincularon estos depósitos a la generación de una caldera de colapso localizada en el cerro Archibarca.

Relaciones estratigráficas y edad

Estas ignimbritas sobreyacen a la Ignimbrita Caballo Muerto e infrayacen a coladas de lavas basálticas.

Una datación realizada por Kraemer *et al.* (1999) dio una edad de $3,64 \pm 0,02$ (Ar/Ar), por lo cual se asigna esta unidad al Plioceno inferior a superior.

Vulcanitas del Plioceno superior (20)

Andesitas, riolitas y dacitas

Esta unidad fue integrada conjuntamente con otras rocas volcánicas, como andesitas y riolitas, dentro del Complejo Archibarca por Galliski *et al.* (1987).

Las lavas andesíticas se distribuyen en la ladera norte del cerro Archibarca y al oeste de la salina del Río Grande en el límite con Chile.

Al sur del cerro Archibarca aflora un conjunto de domos y lavadomos riolíticos y dacíticos asociados al borde de la caldera de Archibarca.

Las lavas andesíticas y dacíticas poseen piroxenos, biotitas y ocasionales hornblendas. En general son moderadamente porfíricas, bien preservadas, que constituyen aparatos volcánicos poco erosionados.

Se encuentran por encima de las lavas dacíticas del Mioceno superior y de la Ignimbrita Archibarca y la sobreyacen coladas basálticas del Pleistoceno.

Se asigna esta unidad litológica al Plioceno superior.

2.5.4. CUATERNARIO

2.5.4.1. Pleistoceno

Ignimbrita Caletones (21)

Ignimbritas dacíticas

Antecedentes y distribución areal

El nombre de esta unidad fue otorgado por Naranjo y Cornejo (1992). Se dispone en forma de manto subhorizontal extendido, en el extremo NO de la Hoja, en los alrededores de la mina La Casualidad.

Litología

Está constituida por ignimbritas dacíticas con colores de pátinas rosados y grisáceos en roca fresca. Presentan abundantes pómez ricas en fenocristales bien desarrollados y, plagioclasas, biotitas y anfíboles verdes.

La textura de las ignimbritas es porfírica con matriz vitrofirica, eutaxítica fluidal. Está compuesta por plagioclasa, sanidina, hornblenda y biotita como fenocristales. Las plagioclasas, subhedrales a anhedrales, de composición entre oligoclasa y andesina, son los fenocristales más abundantes, se presentan también como cristaloclastos. Las hornblendas tienen tonalidades rojizas (ricas en Ti), son euhédricas y están como fenocristales. Son comunes los litoclastos de lavas andesíticas y fragmentos ignimbríticos, también contienen componentes accidentales de sedimentitas de grano fino. Son muy comunes las texturas eutaxíticas, con pómez colapsadas y estiradas marcando la fluidalidad. La matriz en partes está desvitrificada.

Relaciones estratigráficas y edad

Se apoya en discordancia sobre lavas del Plioceno inferior. Naranjo y Cornejo (1992) obtuvieron una datación de $1,3 \pm 0,6$ Ma (K/Ar) sobre una muestra recogida en Chile.

Basaltos del Pleistoceno (22)

Basaltos olivínicos

Antecedentes y distribución areal

Kraemer *et al.* (1999), Coira y Kay (1999) y González (1983) realizaron trabajos descriptivos y cartográficos de estas rocas en diferentes partes de la Hoja.

Las lavas basálticas se concentran principalmente en la parte centro-occidental de la Hoja y en el límite con Chile.

Litología

La morfología de las lavas basálticas varía desde coladas muy fluidales al tipo de lavas en bloques, son de poca extensión areal y fueron emitidas a partir de aparatos monogénicos y derrames fisurales. Los centros volcánicos están bien preservados. Las emisiones fisurales están asociadas a escarpas de fallas directas como las del norte del cerro Chascha (Fig. 24). En algunos casos, las lavas poseen xenocristales de cuarzo y plagioclasa.

Al oeste de la laguna Archibarca se observaron parches de rocas dacíticas más granudas con abundante plagioclasa y poco cuarzo. La presencia de parches de rocas más diferenciadas

podría deberse a mezcla de magmas en cámaras menos profundas o a la asimilación de roca de caja.

Las lavas del cerro Chascha están formadas por basaltos con textura porfírica, compuestos por fenocristales de olivina, clinopiroxeno, ortopiroxeno y muy escaso anfíbol, inmersos en una matriz hialopilítica a pilotáxica (intersertal fluidal). En la matriz se ven microlitos de plagioclasa, junto con microfenocristales de minerales opacos en una base vítrea. Los anfíboles están totalmente reabsorbidos al igual que los bordes de las olivinas con coronas de reacción con el vidrio.

Son frecuentes las lavas de basaltos piroxénicos. Afloran al norte del Granito Archibarca, con rasgos texturales similares a las anteriores, pero enriquecidas en ortopiroxenos con textura glomeroporfírica, hipersteno, menor cantidad de olivina y ausencia de anfíboles. La plagioclasa está presente como fenocristales y como microlitos en una pasta vítrea de tonalidad clara. En estas coladas abundan xenocristales de cuarzo con bordes reabsorbidos.

Relaciones estratigráficas y edad

Estos basaltos se apoyan discordantemente sobre casi todas las unidades que integran la columna estratigráfica regional.



Figura 24. Mantos lávicos de basaltos fisurales al norte del cerro Chascha.

González (1983) obtuvo una edad de 0,1 Ma para los basaltos de la vega Chascha.

Domos riolíticos (23)

Domos y lavadomos riolíticos a riodacíticos

Antecedentes y distribución areal

Los domos aflorantes en los alrededores del volcán Antofalla fueron cartografiados por Kraemer *et al.* (1999).

La mayoría de estos domos se localizan en el contrafuerte oriental del salar de Antofalla. Al oeste del volcán Antofalla, se implanta un cuerpo dómico aislado.

Litología

Corresponden a una serie de domos, lavadomos y domos tipo “torta”, riolíticos a riodacíticos, de color gris amarillento. Al nordeste del volcán Antofalla se observó un domo parcialmente perlitizado, con abundantes nódulos de obsidiana, del que se desprenden mantos de lavas riolíticas, alguna de las cuales forman depósitos de bloques.

La textura es porfírica, pobre en fenocristales, con matriz vitrofírica en algunas partes perlitizada. Los fenocristales, de tamaño pequeño, son de plagioclasa, cuarzo bipiramidal y biotita. Es llamativa la presencia

en la matriz de vidrio de color marrón y rasgos texturales de desvitrificación con desarrollo de esferulitas. La textura fluidal es muy marcada.

Relaciones estratigráficas y edad

Estos cuerpos intruyen lavas miocenas y pliocenas provenientes del volcán Antofalla y de acuerdo a estas relaciones se asignan al Pleistoceno.

Ignimbrita vitrofírica (24)

Distribución areal y litología

Esta unidad está integrada por un manto de roca muy vítrea de color gris oscuro aflorante al sudoeste de la sierra Quebrada Honda.

Está asociada a un conjunto de cráteres de tamaños variados con domos en su interior. La columna litológica muestra una gradación de rocas más fundidas en la superficie hasta pasar a la Ignimbrita Los Colorados en la base en un espesor que varía de 10 a 15 metros.

El pasaje desde el techo hacia la base está compuesto por rocas fundidas con presencia de gotas sin matriz, gotas de material fundido envueltos en matriz, rocas vítreas fibrosas y con *fiammes*, rocas perlitizadas con *fiammes* y rocas con *fiammes* y con disyunción columnar (Fig. 25).



Figura 25. Vitrófiro con desarrollo de estructuras columnares y posible cráter de impacto meteorítico al sur de la sierra de Quebrada Honda.

Las características litológicas y de los cráteres observados sugieren posibles impactos de meteoritos.

Relaciones estratigráficas

El contacto de base con la Ignimbrita Los Colorados es transicional y está marcado por una zona de oxidación. La cubren parcialmente coladas de balsos cuaternarios.

2.5.4.2. Holoceno

Depósitos evaporíticos (25)

Cloruros, sulfatos y boratos

Estos depósitos integran los salares de Antofalla, del Río Grande y Arizaro presentes en la Hoja. Están constituidos esencialmente por cloruros y en menor proporción por sulfatos y boratos.

En el salar del Río Grande se explotó sulfato de sodio en la década del 70.

Depósitos fluviales aterrizados antiguos (26)

Conglomerados (26) y conglomerados con bancos de travertinos (26 a)

Estos depósitos están situados en varios sectores de la Hoja, como al oeste del salar del Fraile, al este del salar de Arizaro y al norte del volcán Antofalla. Al oeste del salar de Arizaro en los alrededores de la mina Arita los depósitos aterrizados antiguos están cementadas por carbonatos que pasan gradualmente a bancos de travertinos (26 a).

Esta unidad está compuesta por conglomerados potentes muy gruesos, polimícticos, medianamente consolidados. La fracción gruesa está integrada por clastos angulosos a subangulosos de vulcanitas, piroclastos, sedimentitas paleozoicas y metamorfitas del basamento, inmersos en una matriz de arenisca mediana.

La estratificación es mediana, los bancos exhiben continuidad lateral y frecuentemente están interrumpidos por paleocanales.

Depósitos aluviales modernos (27)

Limos, arenas y gravas

En este apartado se han integrado los depósitos no consolidados de limos, arenas y gravas, asociados a sistemas de drenaje que constituyen abanicos aluviales, cauces y rellenos de valles y quebradas actuales, que

se localizan en todo el ámbito de la Hoja. Corresponden a depósitos polimícticos a monomícticos, mal seleccionados y pobremente estratificados.

Depósitos lacustres (28)

Limos y arcillas

Esta unidad está compuesta por depósitos de limos y arcillas inconsolidados formados en las partes distales de abanicos aluviales o en superficies endicadas entre los mismos. Se hallan, entre los más importantes lugares, al oeste y sur del salar del Fraile, en los alrededores de la laguna Cajeros y en la vega Cori.

Depósitos coluviales (29)

Limos, arenas y gravas

Se trata de depósitos de limos, arenas y gravas con poco transporte, no consolidados, que se disponen en las faldas de los cerros y en planicies pedemontanas.

3. ESTRUCTURA

Las características estructurales, al igual que en el resto de la Puna Austral, presentan registros de superposición de eventos acontecidos desde el Paleozoico inferior hasta el Neógeno.

La alternancia de fases de deformación extensionales y compresivas tuvieron como consecuencia la reactivación e inversión de estructuras antiguas generando dificultades en su interpretación.

Las estructuras aquí descriptas y las etapas deformacionales registradas a partir de evidencias de campo constituyen solo una parte de la historia tectónica de la región. Futuros estudios estructurales de mayor detalle develarán, sin duda, aspectos relacionados a la cinemática de cada etapa y a su respuesta sedimentaria, así como la posible existencia de otras fases de deformación aún no reconocidas.

3.1. ESTRUCTURA DEL PALEOZOICO INFERIOR

El basamento cristalino neoproterozoico tiene un metamorfismo desarrollado bajo condiciones de presión baja y media y temperatura alta, características que fueron registradas a escala regional en el basamento del noroeste argentino y norte de Chile por Becchio *et al.* (1997) y Lucassen *et al.* (2000).

Las condiciones del metamorfismo producido a partir de anomalías térmicas durante el Cámbrico inferior son atribuibles a un fenómeno de distensión cortical (Becchio *et al.*, 1997).

En el área de Antofallita existen evidencias de un proceso extensional a partir del cual fueron exhumados niveles corticales intermedios y puestos en contacto tectónico con niveles superiores de la corteza.

El desarrollo de este fenómeno originó un proceso de migmatización con la generación de granitos sintectónicos y exsolución de venas pegmatíticas y aplíticas.

Las intrusiones cortan la foliación de las metasedimentitas de los niveles superiores y en parte se deforman siguiendo los mismos planos de foliación, sugiriendo un proceso de deformación continua.

Los contactos entre los niveles superficiales y los más profundos tienen fajas miloníticas con signos de metamorfismo retrógrado.

Características similares a las rocas que representan los niveles corticales intermedios en los afloramientos de Antofallita fueron observadas en las rocas de caja de los granitos Archibarca, Cerro Plegado y de la sierra de Campo Negro.

En la sierra Quebrada Honda y en los alrededores de la laguna Los Patos se registraron rasgos de la Orogenia Oclóyica acontecida a fines del Ordovícico.

Los movimientos oclóyicos afectaron exclusivamente a las rocas ordovícicas con la generación de pliegues vergentes al oeste, aunque en la laguna Los Patos se localizaron pliegues acostados con vergencia al este.

Los flancos de los pliegues mayores se distinguen por el desarrollo de pliegues despegados de segundo orden. Se diferencian del estilo de los pliegues andinos por tener longitudes de onda y amplitudes menores y ejes fuertemente buzantes con orientaciones oblicuas al rumbo N-S. El conjunto muestra un clivaje de plano axial espaciado y metamorfismo de facies de esquistos verdes.

La sierra Quebrada Honda presenta, en su parte central, un cabalgamiento vergente al oeste que pone en contacto rocas con metamorfismo de facies de esquistos verdes (aflorantes en la faja oriental de la sierra) con las rocas de grado metamórfico menor de la faja occidental.

La edad de este cabalgamiento podría corresponder a las etapas finales de la Orogenia Oclóyica, ya que está cortado por una falla extensional del Paleozoico superior.

3.2. ESTRUCTURA DEL PALEOZOICO SUPERIOR - MESOZOICO

En el ámbito de la Hoja se han registrado evidencias de una tectónica extensional asociada a la evolución de la cuenca pérmica en la sierra Quebrada Honda y en la depresión del salar del Fraile.

En la parte media de la sierra Quebrada Honda, los afloramientos de rocas ordovícicas integrados por vulcanitas y sedimentitas, interrumpen su continuidad hacia el norte debido a la presencia de una falla normal con rumbo OSO - ENE de supesta edad pérmica.

El bloque colgante de la falla directa está integrado por un potente relleno de graben formado por conglomerados gruesos y vulcanitas pérmicas, que desaparecen en el bloque yacente (perfil CC', véase mapa geológico).

En la zona de falla se ve una brecha muy potente con olistolitos de bloques ordovícicos caídos y englobados en los depósitos pérmicos. Esta estructura constituye un tramo del borde de un semigraben pérmico preservado durante la compresión andina por su posición oblicua a la dirección de transporte tectónico.

En el salar del Fraile, las rocas pérmicas y jurásicas conforman el núcleo de un anticlinal

La relación de las rocas jurásicas con las sedimentitas pérmicas es discordante y con grandes variaciones de espesores que sugieren el relleno de paleorrelieves abruptos posiblemente generados por la formación de fosas tectónicas. Un conjunto de fallas directas con orientaciones N-S y E-O, selladas por sedimentitas de la Formación Vizcachera, ponen en contacto las unidades pérmicas y jurásicas.

Las relaciones estructurales observadas indicarían que la tectónica extensional producida a partir del Paleozoico superior se habría mantenido hasta el Jurásico.

3.3. ESTRUCTURA ANDINA

El desarrollo de los cabalgamientos andinos estuvo condicionado en la región por estructuras previas correspondientes a la etapa de deformación oclóyica a fines del Ordovícico y a la tectónica extensional desplegada durante el Pérmico.

La deformación eopaleozoica generó un basamento heterogéneo que constituyó el sustrato de las cuencas más modernas, principalmente neopaleozoicas y cenozoicas. En el extremo sur de la Puna, se generó un sistema de cabalgamientos

imbricados retrovergentes, que evolucionó a partir de niveles de despegues principales. De acuerdo con la interpretación de perfiles regionales, realizados en base a las estructuras advertidas en superficie, el nivel de despegue principal alcanzaría los 11 km de profundidad (perfil AA', véase mapa geológico).

Basándose en las asociaciones estructurales observadas en el ámbito de la Hoja se diferencian sistemas de cabalgamientos, de inversión tectónica y transcurrentes, asociados y desarrollados durante la tectónica Andina.

Sistema de cabalgamientos

La faja corrida y plegada del extremo sur de la Puna está representada por los cabalgamientos Calalaste, Antofalla, salar del Fraile y Cerro Plegado - Quebrada Honda, en su mayoría vergentes hacia el oeste.

La edad de los cabalgamientos de la región fue obtenida a partir de depósitos de ignimbritas de edades que abarcan un rango comprendido entre los 6,5 y 4 Ma (Seggiaro *et al.*, 2000).

El **cabalgamiento Calalaste** pone en contacto rocas ordovícicas de la sierra homónima sobre estratos pérmicos y terciarios de la Formación Vizcachera.

La sierra de Calalaste presenta relaciones de fallas inversas en sus laderas occidental y oriental con el rechazo mayor hacia el oeste.

El **cabalgamiento de Antofalla** pone en contacto al basamento ígneo-metamórfico aflorante al oeste del salar sobre rocas terciarias. El bloque colgante está integrado por la Formación Vizcachera apoyada en discordancia sobre el basamento. El bloque yacente está constituido por estratos pérmicos aflorantes en la depresión del salar del Fraile e importantes espesores de sedimentitas del Mioceno inferior a medio.

Sobre la base de estas relaciones estratigráficas se infiere que las rocas del basamento se comportaron como un alto en esta región durante el Paleozoico superior. En el Mioceno - Plioceno, las fallas vergentes al este elevaron los depósitos neopaleozoicos y paleógenos controlando el depósito de la Formación Sijes sobre el basamento en la depresión ocupada por el salar de Antofalla.

Las depresiones del salar del Fraile y de la laguna Cajeros conforman el bloque yacente de una zona triangular comprendida entre los cabalgamientos de Antofalla y Quebrada Honda -

Cerro Plegado. La depresión del salar del Fraile, de origen erosivo, está estructurada en un anticlinal abierto y simétrico, con núcleo de rocas del Paleozoico superior.

El **cabalgamiento de Cerro Plegado - Quebrada Honda** se encuentra próximo al límite con Chile y es el responsable de la elevación de las sierras de Quebrada Honda y del cerro Plegado. Este cabalgamiento, vergente al este, pone en contacto rocas ordovícicas sobre sedimentitas terciarias a la altura de la quebrada Honda (Figs. 26 y 27).

En el extremo sur de la sierra Quebrada Honda reactiva parcialmente estructuras extensionales pérmicas y se transfiere hacia el sur en el anticlinal del cerro Plegado.

El anticlinal del cerro Plegado (Fig. 28) está compuesto en el núcleo por rocas del basamento metamórfico, sobre las que se apoyan en discordancia las sedimentitas cenozoicas de la Formación Vizcachera.

La abrupta desaparición de las rocas ordovícicas y pérmicas hacia el sur, entre la quebrada Honda y el cerro Plegado (Fig. 29), sugiere que este último habría formado parte de una estructura preandina, que le confirió un relieve positivo, favorable a la erosión.

Transcurrencia

La presencia de indicadores cinemáticos a lo largo del lineamiento El Peinado, en la Hoja Paso San Francisco, indican movimientos transcurrentes dextrales en coincidencia con los datos obtenidos a la altura de Casas Coloradas, sobre el borde oriental del salar de Antofalla y por Marret *et al.* (1994) en la vega de Acazoque, algunos kilómetros al oeste del anterior, en el ámbito de la Hoja Cachi.

Por otra parte, al norte del salar del Fraile se realizaron observaciones estructurales a lo largo de una falla transcurrente dextral con rumbo N-S que se transfiere hacia el sur en un pliegue anticlinal con eje de geometría sigmoidal orientado en sentido NNO - SSE.

Inversión tectónica

Durante la Orogenia Andina, la sierra de Quebrada Honda fue elevada por un cabalgamiento vergente hacia el este con nivel de despegue en rocas ordovícicas. La culminación frontal de este ca-



Figura 26. Borde oriental de la sierra de Quebrada Honda. Falla inversa que pone en contacto secuencias volcanosedimentarias del Complejo sedimentario volcánico Cortaderas Chicas por encima de ignimbritas y sedimentitas rojas del Miembro Superior de la Formación Vizcachera.



Figura 27. Zona de falla con desarrollo de brechas e importantes zonas de alteración en el borde oriental de la sierra de Quebrada Honda.



Figura 28. En la depresión aflora el Granito Cerro Plegado emplazado en unidades metamórficas de mediano a alto grado. Estas unidades están cubiertas por el Miembro Inferior de la Formación Vizcachera.



Figura 29. Escarpe de falla normal en el borde oriental y nordeste del Granito Cerro Plegado.

balgamiento integra la ladera occidental de la sierra. En el extremo sur de la misma, el nivel de erosión descubre el contacto tectónico entre rocas ordovícicas del bloque colgante con sedimentitas terciarias de la Formación Vizcachera en el yacente.

En el sector sudoeste de la sierra, la falla normal fue reactivada por los esfuerzos compresivos andinos formando un sistema imbricado con el cabalgamiento principal que emerge al este de la sierra.

El cabalgamiento desarrollado en el sur de la sierra Quebrada Honda invirtió el tramo de rumbo N-S de la falla normal (perfil BB', véase en mapa geológico). Este cabalgamiento tiene un punto de ramificación en la parte central de la sierra, a partir del cual se reparte el acortamiento en dos láminas hacia el norte, formando en conjunto una estructura de inversión del tipo *by pass* (perfil CC', véase en mapa geológico).

Las diferencias de desplazamientos de la falla normal durante la inversión observada al comparar los perfiles antedichos BB' y CC' son atribuibles a la orientación de la falla con respecto al rumbo de los cabalgamientos. Así, mientras en el tramo sur, la falla normal con rumbo N-S, se reactivó casi totalmente en toda su extensión, en la parte central, la falla normal, con rumbo NNE - SSO, quedó preservada y el acortamiento se produjo sobre el cabalgamiento ubicado al oeste.

El tramo de falla normal transversal a los cabalgamientos andinos y las diferentes respuestas mecánicas entre la zona sur de la sierra, dominada por rocas ordovícicas, y la zona norte, integrada por el relleno de sedimentitas pérmicas, contribuyeron al desarrollo de cabalgamientos con geometrías diferentes. En el norte de la sierra, los cabalgamientos se disponen formando un sistema de *duplex* inclinado hacia el antepaís (*foreland dipping duplex*). El cabalgamiento de techo fue plegado por una rampa del cabalgamiento de base, dando la geometría de un pliegue por flexión de falla.

Un retrocorrimiento fuera de secuencia cortó el cabalgamiento plegado y vasculó el flanco oriental del pliegue aumentando su inclinación hacia el este.

Los sistemas de cabalgamientos con estilos diferentes en el norte y en el sur de la sierra Quebrada Honda habrían generado desplazamientos equivalentes compensados por movimientos laterales a lo largo del tramo oblicuo de la falla normal.

4. GEOMORFOLOGÍA

El paisaje de la región (Fig. 30) ha sido el resultado, principalmente, del accionar de los procesos endógenos, modificados, en parte, por la acción fluvial y otros procesos exógenos.

El papel jugado por la estructura y la evolución tectónica regional fue determinante en las características del modelado del paisaje regional.

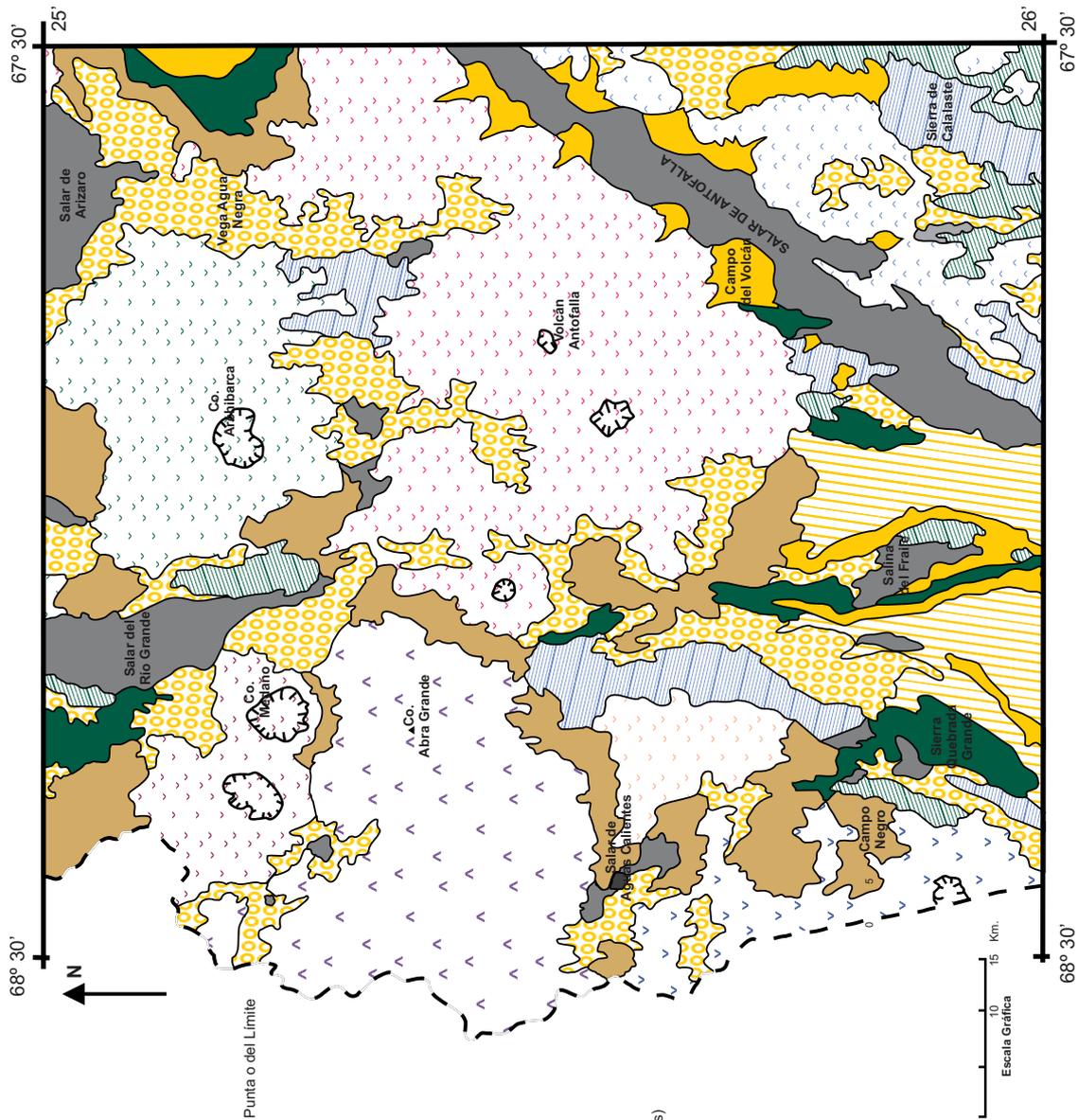
La estructuración andina ha generado una faja plegada y corrida, a la que se sobreimpuso un vulcanismo de arco en tiempos recientes, lo que determinó una serie de cordones serranos con rumbos aproximadamente N-S. En estos bloques participan diferentes litologías, cada una de las cuales presentó diferente respuesta frente al accionar de los procesos denudacionales, en particular la acción fluvial y la meteorización. Esta estructura de bloques está mejor preservada en el sector sur de la Hoja.

Desde el punto de vista morfoestructural, la zona estudiada se localiza enteramente en el ámbito de la Puna Austral. Se observan dos sectores claramente diferenciados: uno centro-occidental, con predominio casi exclusivo del proceso volcánico, y uno oriental, en el cual al modelado volcánico se suma el proceso fluvial.

El drenaje regional, debido a las características señaladas y a las condiciones bioclimáticas imperantes, está pobremente integrado. En la parte oriental, el relieve positivo creado por la acción tectónica ha producido diferentes pulsos de agradación pedemontana. Así, se constituyeron niveles de bajada por coalescencia de abanicos aluviales. En algunos sectores, en la parte distal de las bajadas, y por el drenaje endorreico, se formaron depósitos de playas salinas. Durante los períodos de calma tectónica se labraron niveles de pedimentos, principalmente provocados por la erosión fluvial de los depósitos terciarios en los frentes serranos.

Asimismo, durante el Cuaternario superior-Recente se constataron movimientos neotectónicos de importancia que han afectado los niveles de bajada más antiguos en los principales valles y "bolsones tectónicos".

El vulcanismo del Cenozoico superior muestra, en líneas generales, características afines a un magmatismo de arco, si bien, hacia la parte superior adquiere ciertas particularidades de intraplaca. Con interrupciones, el vulcanismo fue activo en la región desde el Mioceno, reconociéndose lavas y



REFERENCIAS AL BOSQUEJO GEOMORFOLÓGICO

Paisaje volcánico

- del cerro Antofalla- Tebenquicho
- de los cerros Aguas Calientes- del Pedernat- Azufre- del Peñón- de la Punta o del Limite
- de la sierra de Archibarca
- del cerro Médanos
- de la sierra de León Muerto
- de la Alta Quebrada Honda
- del Alto de Catalaste

Geoformas volcánicas (estratovolcanes, calderas)

- Planicies estructurales ignimbríticas y lávicas
- a) cubiertas por rodados

Paisaje de valles y bolsones tectónicos

- Niveles de agradación pedemontanos
- Niveles de pedimentos (incluyendo niveles de pedimentos degradados)
- Playas salinas
- Abanicos y planicies aluviales, conos de deyección y taludes

Paisaje poligenético estructural- litológico

- Ambiente de rocas paleozoicas
- Ambiente de sedimentitas terciarias

Figura 30. Bosque geomorfológico de la Hoja Antofalla.

cuerpos volcánicos de edades miocenas, pliocenas y cuaternarias. El vulcanismo en la zona del límite internacional presenta una serie de grandes estratovolcanes o volcanes compuestos, conformados por superposición de coladas basálticas, andesíticas y dacíticas, formación de domos y acumulación de tefras. Por otro lado, las características explosivas del vulcanismo han dado como resultado la generación de calderas de explosión y de colapso compuestas por cuerpos dómicos ácidos, conos de cenizas y grandes mantos de tefras que colmatan la depresión de la caldera. Finalmente, el clima ha determinado la generalizada existencia de acumulaciones arenosas, a partir de la deflación diferencial de materiales aluviales y piroclásticos.

Han sido diferenciados, en función de los procesos geomórficos dominantes tres paisajes principales (volcánico, de valles y bolsones tectónicos y poligénico-estructural litológico) y diez unidades geomórficas representadas en el mapa de la figura 30, salvo los Campos de dunas, debido a la escala del esquema.

4.1. PAISAJE VOLCÁNICO

La región centro-occidental está dominada por el accionar construccional del proceso volcánico, al cual se le sobreimpusieron, en tiempos

recientes, los procesos fluvial, eólico y la remoción en masa.

Las morfologías propias de la actividad volcánica se encuentran fundamentalmente relacionadas al tipo de erupción volcánica. Ésta, a su vez, es resultado del tipo de magma, composición geoquímica, temperatura y viscosidad.

Según sea el tipo de erupción predominará algún producto, así, pueden agruparse en tres tipos principales (Bloom, 1991; Summerfield, 1991; basados en Rittmann, 1962): exhalativas, efusivas y explosivas, de las cuales sólo las dos últimas darán como resultado formas de relieve importantes. En el primer tipo prevalece el gas, en el segundo las lavas y en el tercero las tefras (materiales piroclásticos en general).

En el cuadro 1 se observa la relación existente entre los tipos de volcanes, cantidad de magma, tipo de actividad y las geoformas relacionadas con estas características. Según González-Ferrán *et al.* (1985), la zona estudiada se encontraría comprendida dentro del Grupo Sur de la Zona Volcánica Central Andina. La misma presenta una migración hacia el oeste de 100 km del arco respecto al sector localizado más al norte y un estrechamiento del mismo para alcanzar 100 km de ancho. Estas particularidades están asociadas a la señalada existencia de estructuras transversales.

Cuadro 1. Clasificación de volcanes y formas relacionadas.

Tipo de magma	Tipo de actividad	Cantidad de magma			
		Escasa	→		Grande
Fluido, caliente y básico	Efusiva	Coladas	Domos exógenos	Domos de basalto	Volcanes en escudo
		Conos de escoria y coladas	Estratovolcanes		Campos volcánicos con domos múltiples
+viscosidad +gases acidez	Mixta	Conos de ceniza y coladas potentes	Estratovolcanes		Campos volcánicos con domos múltiples
		Domos exógenos	Estratovolcanes		Campos volcánicos con domos múltiples
Viscoso, frío y ácido	Explosiva	Maars de tefra	Calderas de explosión y colapso		Mantos ignimbríticos
		Mantos de lapilli y cenizas	Calderas de explosión y colapso		Mantos ignimbríticos

La morfología volcánica de la región estudiada está representada principalmente por estratovolcanes poligénicos o volcanes compuestos. Éstos se han formado por la alternancia de efusión de coladas lávicas basálticas y andesítico-dacíticas, generación de grandes domos, conos de cenizas y conos de escoria. Estas geofomas son propias de un vulcanismo de arco mesosilícico a ácido de alta viscosidad. Las erupciones que dan origen a este tipo de volcanes son de naturaleza mixta (efusivo-explosiva), de tipo vulcaniano/vesuviana. Esta asociación se ha generado a partir del Mioceno superior y sus productos conforman las mayores elevaciones de la región.

Han sido diferenciados siete complejos volcánicos. Se destacan y ocupan la mayor superficie dentro de la Hoja, los complejos del cerro Antofalla-Tebenquicho y el de Aguas Calientes-del Pedernal-Azufre-del Peñón-de la Punta o del Límite. Asimismo se reconocieron los complejos de la sierra de Archibarca y el de la zona del cerro Médano, que constituye la caldera mejor preservada dentro del área del presente estudio, y, finalmente, los de la zona de la sierra de León Muerto, Alta Quebrada Honda y Alto de Calalaste.

En líneas generales, los estratovolcanes poseen un desnivel de 2000-2500 m respecto al nivel medio de la región. Las principales manifestaciones volcánicas están alineadas con sentido NNE-SSO, N-S y O-E.

El complejo del cerro Antofalla y cerros menores asociados, probablemente configura el rasgo morfológico más destacado de la región. El volcán Antofalla alcanza una altura de 6409 m y es el cerro más alto de la zona considerada. Forma un conjunto volcánico que se extiende por más de 50 km en sentido aproximado SSO-NNE marginando por el oeste al salar homónimo. Está compuesto por numerosos estratovolcanes, conos, domos y cráteres explosivos alineados, tales como los cerros de la Aguada, La Botijuela, Cajeros, Negro, Patos, Ojo Antofalla, Onas y Bayo, entre otros. Se destacan lavas de composiciones predominantemente andesítico-dacíticas, con riolitas asociadas y escasos basaltos, de edades miocenas y plioceno-pleistocenas. Se pueden observar erupciones fisurales de lavas dacíticas y riolíticas según el sistema de fallas E-O, así como domos y lava-domos de similares composiciones. Las coladas pueden ser en bloque y, con menos frecuencia con características de lavas *aa*. Asimismo, se reconocen conos de escoria recientes y manifestaciones piroclásticas, como mantos tobáceos y conos cineríticos.

Los volcanes mejor preservados, por ejemplo los cerros Aguas Blancas y Azufre, presentan la típica forma en cono, con cráteres en su cima, pendientes cóncavas y simétricas, con valores altos, cercanos al ángulo de reposo. La preservación de los aparatos depende de diversos factores: la edad, el relieve inicial creado, las condiciones climáticas y la resistencia de los materiales extruidos, y en particular, la mayor o menor participación relativa de coladas e ignimbritas.

Asociados a una estructura NO-SE, se localiza un conjunto de volcanes alineados en el sector centro-occidental de la Hoja. Son los volcanes que integran el conjunto Médano-laguna del Pedernal-Azufre-del Peñón-de la Punta. Las mayores elevaciones se hallan en el orden de los 5700 m, en el cerro Azufre, ubicado en el límite internacional. Este volcán muestra evidencias de actividad reciente. Otros volcanes también exhiben actividad lávica holocena y reciente y actividad fumarólica actual, como por ejemplo Aguas Calientes y Agua de la Falda.

Algunos aparatos volcánicos poseen una morfología que indica una actividad volcánica más explosiva, de tipo pliniana o peliana, a la cual se asocian estructuras de calderas de colapso. Los casos más conspicuos se encuentran en los cerros Archibarca y Médano. Se caracterizan por la asociación de domos ácidos y extensos mantos ignimbríticos que colmatan casi totalmente la depresión de la caldera. En este sector son frecuentes pequeñas cuencas endorreicas, resultantes de la interacción del proceso fluvial con el vulcanismo. Los domos, en este caso mayormente riolíticos, pueden ser de dos tipos: toloides, si son redondeados y *plug domes*, si son cilíndricos y chatos. Pequeños domos basálticos, que forman lava-domos, se observan ocupando pequeños sectores del paisaje, como por ejemplo en la vega de Chascha y en la del Río Grande.

Finalmente, tal como en otros sectores de la Puna, las grandes planicies estructurales ignimbríticas son frecuentes. Están bien representadas al sur del complejo del volcán Antofalla, constituyendo la divisoria de los salares de Antofalla y del Fraile y sobre el flanco oriental del salar del Río Grande. En algunos sectores, como el nombrado en primer término, las planicies estructurales volcánicas se hallan cubiertas por materiales conglomerádicos aluviales, propios de un ambiente de bajada. Estos conglomerados están cementados por carbonatos y en algunos sectores conforman bancos de travertino. En este caso se trataría de planicies estructurales controladas por los niveles de rodados cementados.

4.2. PAISAJE DE VALLES Y BOLSONES TECTÓNICOS

No obstante el predominio de condiciones climáticas de extrema aridez, la acción fluvial constituye el proceso exógeno que ha ejercido mayor influencia en el modelado del paisaje. El relieve positivo creado por la acción tectónica ha dado lugar a los niveles de bajada por coalescencia de abanicos aluviales formados en varios pulsos de agradación pedemontana. Con rumbo N-S y SO-NE se desarrollaron una serie de valles tectónicos longitudinales que establecieron cuencas endorreicas. Estas características del paisaje y las condiciones bioclimáticas imperantes conformaron un drenaje regional pobremente integrado.

De los ambientes modelados por procesos exógenos se destacan las depresiones tectónicas ocupadas por los salares de Antofalla, del Fraile, Aguas Calientes, Archibarca, Uncal Grandes, Río Grande y el extremo sur del salar de Arizaro. Asimismo, se encuentran numerosas cuencas endorreicas menores que no han llegado a componer ambientes de bajadas y playas salinas. Éstas generalmente poseen pequeños cuerpos de agua estacionales, como las lagunas del Pedernal y de Los Patos, entre otras.

Como respuesta a los diferentes pulsos tectónicos que afectaron la región, vinculados a una dinámica compresiva propia de una faja plegada y corrida de retroarco, se acumularon depósitos aluviales pedemontanos, conformando bajadas. Estos niveles, en las depresiones mayores, han sido parcialmente disectados, formándose a sus expensas niveles nuevos y más externos. De todas formas, a diferencia de los sectores aledaños, en ninguno de los casos, los ambientes de bajadas alcanzan grandes extensiones. Remanentes de niveles, probablemente más antiguos, se localizan en la zona oriental del salar de Uncal Grande, al este de la sierra de Calalaste, al oeste de la sierra de Archibarca y constituyendo el flanco oriental del salar de Arizaro.

Presentan la típica morfología de bajada, con una red de drenaje con diseño distributivo, parcialmente inactiva. Los abanicos están parcialmente atrincherados lo que denota la existencia de un nuevo evento erosivo en avance. Éste podría encontrarse relacionado tanto a causas climáticas como tectónicas.

En función de las características observadas, es posible plantear que en la construcción de los abanicos ha predominado ampliamente el proceso fluvial respecto a la remoción en masa (bajo la forma de

debrisflows). Si bien se carece de dataciones que permitan atribuir edades a estos niveles, serían probablemente de edad pleistocena superior a holocena.

Durante los períodos de calma tectónica se formaron niveles de pedimentos. Estas geoformas poligénicas son el resultado principalmente del accionar erosivo fluvial en las sedimentitas terciarias, a lo que se suma la meteorización y la remoción en masa. Ocupan pequeños sectores aledaños a los salares de Antofalla y del Río Grande y a la sierra de Calalaste. Se encuentran parcialmente disectados y degradados, pero de todas formas es posible observar la concordancia de cumbres.

Sin conformar una bajada, es posible notar, a la salida de numerosas quebradas, la presencia de grandes abanicos aluviales, los cuales generalmente progradan sobre el ambiente de playas salinas. Entre otros, se destacan los abanicos del Campo del Volcán, del Campo de Los Colorados, de las vegas Los Colorados y de Las Cuevas y del río Antofalla, todos en el salar de Antofalla; así como los de la vega Negra y Las Lagunitas y en el salar de Aguas Calientes. En el caso del salar de Antofalla, los abanicos progradan sobre el ambiente de playa avanzando varios kilómetros dentro del mismo, reduciendo en algunos de los casos el ancho del salar a menos de 2 kilómetros. En líneas generales, considerando todo el ámbito de la Hoja, los abanicos son más frecuentes en la zona oriental, la cual si bien muestra condiciones de extrema aridez, comparativamente es algo más húmeda que la occidental.

En el ámbito de la Hoja prácticamente no existen ríos. Los cursos se insumen rápidamente a la salida de las quebradas en las que se encuentran. Salvo contadas excepciones son efímeros e intermitentes.

Las playas salinas y salares constituyen, junto con los grandes aparatos volcánicos, una de las geoformas más conspicuas de la Puna. La generalizada presencia de salares en la Puna resulta de la combinación de una serie de factores, entre los cuales se cuentan la existencia de depresiones tectónicas, un clima árido, un drenaje predominantemente endorreico y elevada provisión de sales a partir de la meteorización química de las sedimentitas y vulcanitas terciarias (Igarzábal, 1984).

Las depresiones en las cuales están bien representadas las características de playa salina son los salares de Antofalla y del Río Grande y, en el sector sur, el salar de Arizaro. El primero presenta una forma elongada con un rumbo aproximadamente SSO-NNE (130 km por 9 km de ancho) y se localiza por encima de los 3580 metros. La superficie es de 540

km², de la cual casi la mitad se halla en el ámbito de la Hoja y recibe aportes de una cuenca de alrededor de 5700 km² (Igarzábal, 1991).

A diferencia de los salares emplazados más al norte (Puna Jujeña), no se observan niveles de paleocostas lacustres, por lo cual, dada las exiguas precipitaciones y la forma de los mismos, durante los períodos húmedos probablemente no se haya formado un lago extenso ocupando toda la depresión sino pequeños cuerpos lacustres desconectados entre sí.

Exhiben las típicas formas debidas a la dinámica salina, como polígonos, grietas etc. Los flujos difusos provenientes de los laterales proveen material limoso que cubre parcialmente los depósitos salinos. Las acciones eólicas están limitadas a las zonas de abanicos aluviales para los materiales más gruesos y formación de “polvaredales salinos” para los materiales evaporíticos. Son frecuentes pequeños remanentes rocosos que aparecen como aislados “montes isla”. El salar de Antofalla presenta manantiales salinos de aguas calientes y sulfurosas. En la zona de Botijuela, se localiza un cono travertínico de más de 20 m que derrama sus aguas en el salar adyacente. Depósitos lacustres aparecen en la parte norte del mismo, donde superan 3 m de potencia y poseen intercalaciones de diatomeas y de cineritas y abundante yeso (Igarzábal, 1991). Según Alonso *et al.* (1984), el espesor del cuerpo salino superaría los 500 m en la parte central del mismo.

El salar del Río Grande tiene forma oval, con el eje principal ubicado en sentido norte-sur. Se sitúa por encima de los 3650 metros. Posee una superficie de 220 km² y una cuenca de alimentación de 1150 km². Está ubicado totalmente en la Hoja Antofalla. Los cursos provenientes de la sierra de Archibarca forman una pequeña laguna temporaria en la parte sur del salar, el que a su vez presenta una superficie lisa en este sector por disolución de la costra rugosa debido a los anegamientos.

El salar de Arizaro es el más grande de la región y sólo ocupa un pequeño sector de la parte norte de la Hoja. Tiene una alineación dominante SSO-NNE. Su altura media es de 3500 m y su superficie es de 1600 km². Los dos primeros salares muestran mayor participación relativa de los sulfatos y boratos y una menor proporción de cloruros respecto al tercero. En el caso del salar del Río Grande, los sulfatos provienen de la margen oriental, donde el escurrimiento recoge los lixiviados de los volcanes presentes.

El salar de Aguas Calientes constituye un caso especial, ya que se encuentra cerrado hacia el este

y sur por la presencia de coladas lávicas provenientes de los cerros aledaños y erupciones de tipo fisural. Estas coladas han impedido el drenaje permitiendo la formación de una cuenca cerrada en la que se acumularon con posterioridad los materiales evaporíticos. Es una playa salina de tipo húmeda, con sus márgenes netos y ocasionales lagunas estacionarias vinculadas o no a manantiales hidrotermales. Otro ejemplo de este tipo de fenómeno, sería el pequeño salar de Archibarca. La inversión de relieve, a partir de la erosión diferencial debida a la existencia de una cobertura de material ignimbrítico sobre un relieve preexistente de rocas más friables, también pudo haber sido un factor importante en el desarrollo de salares y otras depresiones menores. Tal situación podría encontrarse en la zona del salar del Fraile.

Finalmente, existen pequeños valles y depresiones controlados por la estructura, que no han evolucionado como los descritos en forma precedente, en los que se reconocen abanicos aluviales de pequeñas dimensiones, conos de deyección y laderas cubiertas por material detrítico grueso, generalmente movilizadas por reptaje. Esta situación es evidente en la zona de las lagunas Colorada y Pedernal, de la vega Potrero Grande, del salar de Uncal Grande y de la vega Agua Negra, entre otras. En comparación, la parte occidental, independientemente de que se trate de una zona de intensa aridez y continentalidad, tiene precipitaciones ligeramente inferiores que en el este. Esto explica la existencia, en el sector oriental, de una red de drenaje mejor integrada y bajadas más importantes.

Las condiciones climáticas de extrema aridez han favorecido la formación de campos de dunas, por lo que componen una de las formas exógenas activas más significativas de la zona estudiada. A las características climáticas, precipitaciones inferiores a los 200 mm, se suman la gran disponibilidad de material arenoso, la escasez de vegetación y el exiguo desarrollo edáfico como factores que determinan la generalizada presencia de acumulaciones eólicas. Poseen diferentes formas, según la disponibilidad de arena, la topografía preexistente y la relación con la dirección de vientos dominante. Alcanzan mayores extensiones en las zonas marginales de los salares y en la parte distal de los abanicos aluviales, como por ejemplo en la zona de la vega del Río Grande. Dominan las acumulaciones de dimensiones pequeñas a medianas, de tipo “montones de arena”, acumulados al reparo de la vegetación y pequeñas dunas barjanoides, mientras que en algunos sectores se ha-

llan crestas barjanoides y dunas transversales. En líneas generales la acción eólica constituye uno de los principales aspectos de degradación de los suelos en la región considerada.

4.3. PAISAJE POLIGÉNICO ESTRUCTURAL-LITOLÓGICO

Se agrupan bajo esta denominación todos aquellos sectores serranos en los cuales dominan los afloramientos rocosos. A su vez, la heterogeneidad litológica y su consecuente respuesta frente a los procesos denudacionales justifica la subdivisión en Unidades Geomórficas menores: ambiente de rocas paleozoicas y ambiente de rocas terciarias.

Las condiciones climáticas imperantes, clima árido y frío, durante la mayor parte del Cenozoico en la región, han causado el predominio de los procesos de meteorización física, incluyendo fenómenos de crioclastismo. Consecuencia del accionar de estos procesos es la generalizada presencia de una cobertura detrítica que tapiza la mayor parte de las pendientes, “suavizando” el relieve, especialmente en los sectores cumbrales. Estos materiales son susceptibles de ser movilizados por el escurrimiento superficial y la remoción en masa.

Esta unidad se localiza principalmente en la zona sur de la región estudiada conformando las serranías que delimitan los valles y depresiones tectónicas. Las alturas mayores se hallan alrededor de los 4500 metros. El relieve se define por quebradas que muestran un marcado control estructural debido al diaclasamiento y fracturación de las rocas aflorantes. Los valles son estrechos y con divisorias agudas, como por ejemplo en la quebrada ubicada al este de la sierra de Quebrada Honda. La red posee un diseño subdendrítico a rectangular, evidenciando el marcado control estructural existente. Los sectores en los cuales afloran las sedimentitas pérmicas y terciarias poseen mayor grado de disección y densidad de drenaje, dadas las características más friables de las litologías que los componen.

Los bloques exhiben diferente grado de disección en función de la secuencia relativa de reactivaciones tectónicas, no obstante, es posible plantear la existencia de una superficie de planación regional previa a la Orogenia Andina. El término superficie de planación regional, a diferencia de peneplanicie y pediplanicie, no denota génesis. Es posible que este tipo de paisaje sea el resultado de la combinación de una serie de procesos, entre los cuales posiblemente se encuentren la acción fluvial y los procesos de “etchplanación”,

propios de la presencia de un régimen cratónico, actuantes durante largos períodos de relativa calma tectónica. Estas características están mejor representadas en la serranía de Calalaste, localizada en el extremo sudoriental de la Hoja.

Los afloramientos de rocas pérmicas y especialmente de las sedimentitas terciarias, adquieren formas peculiares en función de la friabilidad de las rocas y de encontrarse finamente estratificadas. Estas propiedades permiten diferenciar otra Unidad Geomórfica, en la cual la interacción del proceso fluvial y la meteorización diferencial, vinculada a la naturaleza litológica, han formado un paisaje quebrado con un relieve relativo comparativamente bajo, que incluso puede llegar a producir *badlands*. Este paisaje está localizado en el flanco occidental de la quebrada Honda y en el flanco sudoriental del salar de Antofalla. En líneas generales, se observan numerosos *rills* y cárcavas que conforman un diseño subdendrítico de la red de drenaje con una alta densidad de drenaje.

La sierra de Calalaste tiene características morfológicas particulares. Según Palma y Vujovich (1987) la sierra estaría formada por una serie de sinclinales y anticlinales, cortados por fallas inversas de alto ángulo, constituyendo elevaciones asimétricas disectadas por cursos efímeros transversales y una red subparalela. Muestra claras evidencias de actividad neotectónica por reactivación extensional de fallas preexistentes que afectan incluso a los depósitos cuaternarios.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Los registros más antiguos presentes en el área cartografiada están representados por rocas metamórficas de mediano a alto grado integradas por esquistos, anfibolitas y ortogneises micáceos.

El protolito de estas rocas estaría formado por una sucesión de sedimentitas de grano fino a mediano con intercalaciones de lavas básicas y cuerpos granitoideos.

En las distintas áreas donde afloran las metamorfitas del basamento se intruyen cuerpos graníticos y granodioríticos, vetas y diques pegmatíticos y aplíticos. La presencia de cuerpos ígneos es indicadora de la existencia de una anomalía térmica que habría provocado metamorfismo de baja presión y alta temperatura probablemente asociada a la apertura de la cuenca del Paleozoico inferior.

La cuenca desarrollada durante el Cámbrico superior - Ordovícico inferior fue rellenada por el Complejo Sedimentario Volcánico Cortaderas Chicas compuesto, en el ámbito de la Hoja, por depósitos de plataforma. Las rocas ígneas intrusivas y volcánicas intercaladas en las metasedimentitas reflejan una fuerte actividad magmática bimodal posiblemente vinculada a la tectónica extensional.

La paleogeografía producida por la tectónica del Paleozoico inferior conformó un sustrato heterogéneo que tuvo incidencia en la distribución de los depósitos del Paleozoico superior y del Cenozoico.

Durante el Paleozoico superior se desarrolló una cuenca extensional rellenada por depósitos continentales con escasa influencia marina.

La incidencia tectónica en el hundimiento de la cuenca en sus inicios está reflejada por la presencia de conglomerados gruesos y olistolitos de rocas ordovícicas incorporados en los sedimentos próximos a los bordes de una falla extensional registrada en la sierra de Quebrada Honda.

En la base de la secuencia, los depósitos gruesos son tractivos de cursos fluviales con desarrollo de abanicos aluviales.

El pasaje hacia un sistema de barras y canales fluviales anastomosados con esporádicas ingresiones marinas en las partes medias de la columna, indica una retrogradación del sistema, cuyo significado podría encontrarse en la transición de la etapa de apertura de *rift* hacia un régimen tectónico de energía decreciente.

La sucesión de ciclos fluviales grano y estratocrecientes observados en las partes medias superiores de la columna estratigráfica, revela una continentalización de la cuenca relacionada a posibles cambios del régimen tectónico o a variaciones eustáticas.

Durante el Pérmico inferior a medio se desarrolló una intensa actividad magmática representada por cuerpos intrusivos y complejos volcánicos de diques, domos y emisiones de lavas y piroclastos englobados bajo el nombre de Formación La Tabla.

La intrusión del Granito León Muerto (Triásico), alojado en rocas ordovícicas, y de diques del Triásico superior en sedimentitas pérmicas en el salar del Fraile, podría corresponder a la etapa final del magmatismo iniciado durante el Pérmico inferior.

Durante el Jurásico, en el área relevada se generó un ambiente de depositación litoral integrado por calizas y barras de arena que se apoyan sobre campos de dunas.

Los registros más antiguos de la cuenca cenozoica en la región se relacionan a depósitos de

areniscas y pelitas rojas con intercalaciones de yeso y participación de niveles conglomerádicos pertenecientes al Eoceno medio. Estos depósitos forman parte de una cuenca de retroarco extendida con variaciones litológicas que indican procedencia de aporte desde el oeste.

Si bien a nivel regional el ambiente corresponde al de una cuenca abierta alejada del frente orogénico, son frecuentes los cambios locales de facies con direcciones de paleocorrientes variables que reflejan el movimiento o la elevación local de bloques producidos en el antepaís durante los estadios compresivos iniciales del orógeno.

Los estudios paleomagnéticos realizados por Prezzi *et al.* (1998) muestran una suave rotación de bloques a partir de cuyas elevaciones se habrían producido aportes de sedimentos a cuencas restringidas. La tectónica de bloques previa a la instalación del frente orogénico en la región habría estado parcialmente controlada por la reactivación de estructuras antiguas remanentes de orógenos paleozoicos como las sierras de Calalaste y de Quebrada Honda, el cerro Plegado y los relictos de basamento aflorantes a lo largo del borde oeste del salar de Antofalla.

Desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior, la cuenca evolucionó desde facies fluviales datadas en $28,9 \pm 0,8$ Ma (Kraemer *et al.*, 1999) al dominio de depósitos de abanicos aluviales a los $22,5 \pm 0,6$ Ma a medida que se acercaba el frente orogénico.

Las edades de estos sedimentos son contemporáneas con las de los inicios del magmatismo de la Faja de Maricunga en Chile, cuyas secuencias volcanodetríticas de trasarco estarían representadas por los estratos de Claudio Gay en Chile (Kay *et al.*, 1994, Mpodozis *et al.*, 1996) y por escasos niveles de tobas intercalados en los sedimentos de la Puna.

Sobre estos sedimentos se apoya en discordancia una secuencia volcanodetrítica en la que se destacan potentes niveles de ignimbritas y tobas, intercalados en depósitos fluviales y de abanicos aluviales. Esta secuencia representa el pasaje hacia una cuenca de antepaís próxima al frente orogénico con actividad magmática de trasarco a los 22 Ma a depósitos con características típicas de cuencas de intraarco en las partes altas datados en 10 Ma (Kraemer *et al.*, 1999).

El magmatismo evolucionó, en el borde occidental de esta porción de la Puna, desde una intensa actividad de trasarco representada por cuerpos subvolcánicos, lavas e ignimbritas de los complejos

Quebrada del Agua, Cori y Cavi, hasta la instalación definitiva del arco volcánico registrada a partir de los 15 Ma, con un pico magmático que configuró grandes estratovolcanes como los de Antofalla, Tebenquicho Chico y Tebenquicho Grande entre los 10 Ma y 15 Ma.

La superposición de eventos magmáticos restringidos a la misma región durante los últimos 10 Ma indica que en este período el arco volcánico se mantuvo estabilizado sin que se reconozcan mayores migraciones.

Entre los 8 Ma y 6 Ma continuaron las emisiones de andesitas y dacitas y se produjeron dos eventos piroclásticos de envergadura simbolizados por extensos mantos ignimbríticos dispersos en el límite argentino - chileno, constituidos por la Ignimbrita Los Colorados.

En el Mioceno superior se produjeron extensas emisiones basálticas fisurales en las márgenes oriental y occidental del salar de Antofalla, evento que estaría asociado a una tectónica transtensiva con características similares a las desplegadas durante el Plioceno.

La evolución del arco volcánico se desarrolló en forma coetánea con cuencas volcanodetríticas cerradas de intraarco cuya distribución areal, controlada por cabalgamientos y aparatos volcánicos, estuvo restringida a las depresiones de los salares de Antofalla y del Río Grande.

Las particulares características de estos depósitos volcanoclásticos con bancos de boratos y megacuerpos salinos y su edad permiten equipararlos, ambiental y temporalmente, con la Formación Sijes.

La movilidad de potentes bancos de halita intercalados en la secuencia volcanodetrítica generó estructuras halocinéticas como domos de sal, pliegues esféricos, diapiros perforantes, y paredes de sal.

Las unidades correspondientes al Plioceno inferior están representadas por piroclastitas y lavas dacítico-andesíticas emitidas a partir del volcán Archibarca.

Desde el Pleistoceno se implantaron aparatos monogénicos y derrames fisurales de basaltos en su mayoría asociados a fallas directas entre los que se destaca el volcán Chascha. El único registro de rocas piroclásticas del Pleistoceno, en el ámbito de la Hoja, está indicado por una lengua de la Ignimbrita Caletones (Naranjo *et al.*, 1992) en el extremo noroeste de la Hoja y cuyo centro de emisión se encontraría en Chile.

La evolución tectónica andina en la región estuvo condicionada por la estructuración paleozoica y

en menor escala, por la tectónica extensional acontecida durante el Paleozoico superior.

Se reconocen tres etapas compresivas principales durante la evolución de la tectónica Andina en la región. La primera, pre-oligocénica, plegó los estratos neopaleozoicos con orientaciones cruzadas con respecto al frente orogénico debido a la elevación y rotación de bloques controlados por estructuras antiguas. En la segunda, ya instalada la cuenca de antepaís en el Oligoceno, los depósitos fueron levemente deformados en pliegues abiertos. La tercera etapa corresponde al avance del frente orogénico y a la canibalización de la cuenca de antepaís. La elevación de bloques del basamento se acentuó a partir de los 6 Ma (Seggiaro *et al.*, 2006) generando una faja plegada de piel gruesa con doble vergencia. Hacia el final de esta etapa, se desarrollaron estructuras fuera de secuencia entre los cabalgamientos principales de edades inferiores a los 4 Ma.

Desde los 2 últimos millones de años comenzó en la Puna Austral una importante actividad tectónica extensional y transcurrente (Allmendinger, 1986) a la cual se asocia el vulcanismo reciente.

Finalmente, los depósitos sedimentarios más modernos están integrados por abanicos aluviales, flujos de detritos, depósitos fluviales efímeros y barreales que conforman el relleno de cuencas restringidas a los valles intermontanos.

6. RECURSOS MINERALES

A la fecha, los yacimientos metalíferos de la Hoja Antofalla, principalmente de plomo-plata-cinc, son objeto de nuevas exploraciones. La explotación de minerales industriales (azufre, mármol, boratos y sales de distintos tipos) está paralizada, a excepción de la de sulfato de sodio en el salar del Río Grande.

6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Plata - Plomo - Cinc - Cobre

Distrito Antofalla

El distrito argentífero Antofalla está situado al oeste del salar de Antofalla, en la ladera oriental del volcán homónimo. Se accede en vehículo de doble tracción desde Tolar Grande (provincia de Salta), a lo largo de 170 km hasta el pueblo de Antofalla y desde allí hasta la quebrada del Volcán.

Este yacimiento, conocido desde la época de la colonia, fue inicialmente explotado para la obtención de plata y oro. A los jesuitas se atribuyen los hornos de tostación que aún se observan cerca de los laboratorios y el maray con los elementos de amalgamación del pueblito de Antofalla.

Durante la década del 70, el área fue objeto de investigación por parte de la Subsecretaría de Minería de la Nación, organismo que aportó al conocimiento de la geología y los recursos minerales del sector. Durante 1997 y 1998, la Compañía Minera Antofalla S.A. realizó trabajos de prospección y exploración.

En una amplia ventana de erosión de la ladera oriental del volcán de Antofalla, aflora un basamento paleozoico constituido por sedimentitas, vulcanitas y gabros correspondientes al Complejo Sedimentario-Volcánico Cortaderas Chicas. En discordancia, se apoya una secuencia sedimentaria de edad pérmica (Formación Patquía - de La Cuesta) integrada por conglomerados y areniscas.

Un cuerpo plutónico denominado Tonalita Cortaderas (Martos, 1981) de edad triásica (Linares y González, 1990) intruye a la unidad pérmica.

En discordancia yace una secuencia sedimentaria terciaria integrada por areniscas y conglomerados de la Formación Geste.

Lavas andesíticas y dacíticas del Mioceno medio a superior se apoyan sobre las sedimentitas de la Formación Patquía - de La Cuesta.

Intruyendo y cubriendo discordantemente a los sedimentos pérmicos se emplazaron, siguiendo fallas circulares (Sabalúa, 2000), un complejo de rocas volcánicas de composición riolítica y riodacítica, cuerpos dómicos riolíticos con productos piroclásticos asociados, tobas y brechas del Plioceno inferior. Diques de rodados, brechas hidrotermales e intrusivos ocurren normalmente en los domos. Es posible que estos últimos sean en parte resurgentes, lo que dificulta el reconocimiento de las relaciones de contacto y estratigráficas, provocando además el plegamiento anticlinal de los sedimentos pérmicos.

En el sector se destacan principalmente dos fallas de rumbo N-S, paralelas a la megaestructura conocida como cabalgamiento Antofalla. La falla de Las Vegas, con una vergencia oriental, pone en contacto al basamento ordovícico con los sedimentos terciarios. La segunda, con vergencia al oeste, provocó el cabalgamiento de los sedimentos pérmicos sobre los sedimentos terciarios.

Los resultados de las diferentes investigaciones realizadas indican que el distrito minero

Antofalla representa la sobreposición de dos tipos de mineralización, un sistema epitermal de alta sulfuración y otro, en la zona periférica, que corresponde a un sistema epitermal de baja sulfuración.

Minas Los Españoles, del Cobre, Veta Larga y otras

La mineralización se emplaza exclusivamente en las rocas sedimentarias de la Formación Patquía - de La Cuesta, en los flancos sur y este del filo del Volcán.

La alteración hidrotermal muestra la típica asociación cuarzo-sericita-pirita (Peralta, 1981) siguiendo franjas de gran extensión. Externamente se advierten asociaciones minerales correspondientes a alteración arcillosa intermedia.

En las partes superiores de algunos depósitos (Los Españoles) se observa alunita, probablemente de origen supergénico, formada por lixiviación ácida proveniente de la disolución de pirita diseminada de la asociación cuarzo-sericita-pirita original.

La mineralización consiste principalmente en vetas localizadas en fallas que en sectores se ramifican conformando estructuras tipo cola de caballo y, en menor proporción, en enjambres de vetillas que no representan *stockworks* de intersección, sino que tienden a ser juegos paralelos de vetillas o vetas laminadas como en La Torre, además de presentarse diseminada en la roca encajonante.

De los estudios realizados hasta la fecha se define una notable zonación mineralógica. Se puede reconocer una zona superior con preponderancia de galena argentífera, sulfosales de Pb, Ag y Zn y sulfuros de metales de base, y una zona inferior con predominio de minerales de cobre. La mina del Cobre tiene un considerable contenido de cobre y menor proporción de minerales de As y Sb.

Los minerales de ganga más conspicuos son carbonatos (calcita, siderita, manganocalcita) y en menor grado cuarzo y pirita. Es común encontrar vetas de calcita bandeada con galena como en Veta Larga.

Además, es notable la variación de la naturaleza de estos carbonatos a lo largo de las vetas. En algunas zonas son masas de calcita casi pura, contrastando con otras donde abundan los carbonatos de manganeso.

El cambio hacia arriba, en la mineralogía de las vetas, podría representar una transición del ambiente porfírico al epitermal.

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA GEOLÓGICA 2569-VI, ANTOFALLA.

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				Y	X						
1	Azufre	Julia	La Casualidad	68° 21' 00"	25° 07' 30"	2569 - 23	Basaltos, andesitas, dacitas	Vulcanitas del Plioceno inferior	Plioceno inferior	S, The, Mrb	Sí
2	Azufre	Orcuyaroc	La Casualidad	68° 20' 15"	25° 07' 29"	2569 - 23	Basaltos, andesitas, dacitas	Vulcanitas del Plioceno inferior	Plioceno inferior	S	Sí
3	Azufre	Cerro Azufre	Departamento Antofagasta de la Sierra	68° 27' 40"	25° 08' 10"	2569 - 23	Andesitas y dacitas	Vulcanitas del Plioceno superior	Plioceno superior	S	
4	Azufre	Volcán Azufre o Lastarria	Departamento Antofagasta de la Sierra	68° 30' 10"	25° 10' 20"	2569 - 22	Andesitas y dacitas	Vulcanitas del Plioceno superior	Plioceno superior	S	
5	Azufre	Cerro Bayo	Departamento Antofagasta de la Sierra	68° 33' 00"	25° 25' 40"	2569 - 28	Basaltos	Basaltos del Pleistoceno	Pleistoceno	S	
6	Sulfato de sodio	Río Ancho	Caípe	68° 07' 30"	25° 05' 08"	2569 - 23	Depósitos salinos (cloruros, sulfatos y boratos)	Depósitos evaporíticos	Holoceno	Mrb, The	Sí
7	Sulfato de sodio	María Alejandra	Caípe	68° 09' 00"	25° 05' 30"	2569 - 23	Depósitos salinos (cloruros, sulfatos y boratos)	Depósitos evaporíticos	Holoceno	Mrb, The	Sí
8	Onix	Arita y Franca	Tolar Grande	67° 45' 08"	25° 02' 00"	2569 - 24	Granito, andesitas y conglomerados		Pérmico, Pleistoceno y Holoceno		Sí
9	Ónix	Brach, Marito y José Nioi	Tolar Grande	67° 45' 00"	25° 02' 00"	2569 - 24	Tobas, andesitas, basaltos y conglomerados				Sí

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA GEOLÓGICA 2569-VI, ANTOFALLA (CONTINUACIÓN).

10	Plata-plomo	D i s t r i t o	Los Jesuitas	Antofalla	67° 50' 15"	25° 38' 00"	2569 - 30	Conglomerados y riolitas	Formación Patquia - de La Cuesta y volcánicas	Pérmico y Plioceno inferior	Bm, Boul, Jam, Geo, Ag, Arg, Ga, Cp, Ten, Py, Q, Ba, Alu	Sí	
			Filo del Volcán						Dacitas, riolitas y tobos		Plioceno inferior?	Ac, Pro, Pir, Ttr, Ga, Ang, Cer, Bl, Py, Prm, Q, Ba, Clin, Alu	
11	Plomo-plata-cinc-cobre	A n t o f a l l a	Los Españoles	Antofalla	67° 50' 15"	25° 38' 30"	2569 - 30	Conglomerados	Formación Patquia - de La Cuesta	Pérmico	Ga, Esfa, Ttr, Brm, Boul, Jam, Geo, Pírol, Psi, Cp, Py, Ca, Sid, Q	Sí	
			Mina del Cobre	Antofalla	67° 50' 15"	25° 38' 30"	2569 - 30	Conglomerados	Formación Patquia - de La Cuesta	Pérmico	Cp, Bo, Ga, Esfa, Arg, Au, Ce, Cv, Az, Ml, Lim, Ca, Oxmn, Q	Sí	
			Veta Larga						Conglomerados y areniscas	Formación Patquia - de La Cuesta	Pérmico	Ga, Esfa, Ttr, Cp, Py, Oxmn, Q, Ca,	
			Veta la Torre						Areniscas	Formación Patquia - de La Cuesta	Pérmico	Ga, Esfa, Cp, Cv, Lim, Oxmn, Ca, Q	
12	Cloruro de sodio-boratos	Megacuerpo salino de Antofalla	Salar de Antofalla	67° 45' 00"	25° 48' 54"	2569 - 36	Areniscas y conglomerados	Formación Sijes	Mioceno	Ha, Ulx			

Abreviaturas: Ac: acanita, Ag: plata, Alu: alunita, Ang: anglesita, Arg: argentita, Au: oro, Az: azurita, Ba: baritina, Bl: blenda, Bo: bormita, Boul: boulangerita, Brm: bournonita, Ca: calcita, Ce: calcosina, Cer: cerussita, Clin: caolinita, Cp: calcopirita, Cv: covellina, Esfa: esfalerita, Ga: galena, Geo: geocronita, Ha: halita, Jam: jamesonita, Lim: limonita, Ml: malaquita, Mrb: mirabilita, Oxmn: óxidos de manganeso, Pir: pirargirita, Pírol: pirolusita, Prm: piromorfita, Pro: proussita, Psi: psilomelano, Py: pirita, Q: cuarzo, S: azufre, Sid: siderita, Ten: tenorita, The: thenardita, Ttr: tetraedrita, Ulx: ulexita

Entre las vetas principales se destaca la denominada Los Españoles, de 150 m de longitud, potencia variable entre 0,60 y 4 m y rumbo N 70° E (65° NO). Los minerales de mena son galena, esfalerita y calcopirita, sulfosales de Pb y Ag (bournonita, boulangerita, argentita) y óxidos de manganeso (pirolusita y psilomelano) en ganga de cuarzo, carbonatos y pirita.

Le sigue en importancia Veta del Cobre con 180 m longitud, potencia media de 0,60 m y rumbo N 80° E (45° NE). Los minerales de mena son calcopirita, bornita, galena, argentita y oro nativo en ganga de carbonatos, cuarzo, pirita y marcasita. La oxidación ha dado origen a malaquita, azurita y óxidos de manganeso, con minerales producto de enriquecimiento secundario como calcosina y covellina.

El resto de las vetas tienen longitudes que varían entre pocos metros y 900 m y potencias que oscilan entre 0,03 y 3 m, con rumbos generales E-O. Las leyes promedio son de 1,3 % Pb+Zn y 80 g/t Ag (Peralta, 1983).

Si bien no se detectó la adularia, el tipo de alteración y mineralización presenta características similares al tipo epitermal de baja sulfuración.

Filo del Volcán, Mina Los Jesuitas

Este yacimiento argentífero constituye un típico depósito hidrotermal asociado a un complejo de domos volcánicos que se emplazan en rocas sedimentarias clásticas.

Se manifiestan dos tipos de alteración hidrotermal directamente relacionados a los domos riolítico-riodacíticos que tienen características de sistemas epitermales tipo sulfato ácido. Uno posee sílice vesicular (*vuggy silica*) y el otro se distingue por la asociación mineralógica cuarzo-alunita-pirita-baritina-caolín, que afecta en mayor grado a las unidades riolíticas en el Filo del Volcán, con formación de brechas hidrotermales silicificadas y alunitizadas, y que se ubican marginalmente a la secuencia sedimentaria.

Sabalúa (2000) destacó dos zonas afectadas por alteración sulfato ácido. La de mayor extensión es el sector Farallón Alto o Los Farallones, donde la alteración ha perturbado intensamente a las rocas riolíticas a lo largo de zonas de fracturación E-O, con desarrollo de sílice vesicular. En la segunda o sector Brecha Colorada se distingue una intensa alteración caracterizada por silicificación y por brechas hidrotermales

con fragmentos de rocas con alteración cuarzo-alunita (Pezzutti *et al.*, 1973).

En las rocas del complejo volcánico, la mineralización está asociada a estructuras tipo *stockwork*, en vetas y vetillas y diseminación en tobas, lapillis y brechas hidrotermales. La más importante mineralización detectada es de plata (acantita, proustita-pirargirita y tetraedrita) y plomo (galena, anglesita, cerussita y piromorfita). Esfalerita y oro son escasos. Como minerales de oxidación se observan además jarosita y hematita (Sabalúa, 2000).

En análisis geoquímicos de esquirlas de roca, tomadas en una superficie de 30 km², se obtuvieron valores medios variables entre 0,25 y 1,65% Pb y entre 20 y 100g/t Ag, confirmando que la mineralización de Pb-Ag en superficie es importante en el área Filo del Volcán.

Por el contrario, la legendaria veta Los Jesuitas, de tipo bonanza, se emplaza en rocas sedimentarias pérmicas, asociada al complejo de domos, donde la alteración arcillosa avanzada ha afectado a las unidades sedimentarias en forma de halos.

Los Jesuitas está desarrollada a lo largo de una zona de fractura de rumbo general N 60° O con corrida de 400 metros. Consiste en cuatro vetas paralelas que conforman cuerpos lenticulares biconvexos con diámetros que oscilan entre 60 y 150 m y potencias variables entre pocos centímetros a más de un metro. Los minerales de mena son bournonita, boulangerita, jamesonita, geocronita, argentita y plata nativa, además de metales de base como galena y escasas blenda y calcopirita, en ganga de cuarzo y pirita. Los minerales de oxidación son jarosita, tenorita, delafossita, hematita y limonitas (Segal, 1977). Análisis químicos de las muestras de vetas arrojaron valores medios de 146,2 g/t de Ag (Peralta, 1983).

6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Azufre

En esta región de la Puna Occidental salteño-catamarqueña, en el límite con la República de Chile, se localiza un conjunto de depósitos de azufre volcanogénico. Comprende las minas Julia y la corrida del Río Grande en la provincia de Salta, y Volcán de Azufre o Lastarria y Cerro Bayo en la provincia de Catamarca.

La mineralización de azufre fue objeto de investigación de numerosos autores como Angelelli (1942),

Cuomo (1949), Auriemma (1972), Daroca y González Amorín (1977), Schalamuk *et al.* (1983) y Lurgo Mayón (1999), entre otros.

Distrito Cerro Estrella

Se ubica en la vertiente oriental del cerro homónimo, que marca el límite sur de la Corrida del Cori, a 5500 m s.n.m., provincia de Salta.

En el área aparecen por lo menos tres volcanes que con sus eyectos conformaron el cerro Estrella (Lurgo Mayón, 1999), en el que se distinguen cinco secuencias de lavas y sus correspondientes tobas con marcadas diferencias petrológicas, y cuya edad es pliocena inferior.

Las zonas de alteración hidrotermal muestran en superficie forma de óvalos alineados o fajas, los que morfológicamente representan cuerpos tabulares a modo de “*copa invertida trapezoidal*” (Lurgo Mayón, 1999).

La alteración es silicificación en el interior de las áreas, con alunita, yeso, thenardita y mirabilita en los bordes de estos cuerpos. Son comunes jarosita y otros minerales epigenéticos.

El azufre se ha depositado esencialmente en sectores fuertemente alterados y permeabilizados, como fases de reemplazo y sustitución masiva o invasión en lavas porosas.

Las diferencias composicionales que presentan las tobas y lavas por efecto de la actividad fumarólica y de los fluidos hidrotermales, unido al efecto de los fluidos solfatáricos, generaron una gran variedad de menas, que se depositaron en los poros y espacios vacíos de las rocas.

Se emplazan importantes depósitos de azufre que constituyen los yacimientos conocidos como N° 3 y N° 4 (o Mina Julia).

Mina Julia

Se ubica en la ladera S-SE del cerro Estrella a 5475 m s.n.m.; dista 512 km de la ciudad de Salta, desde la que se accede por un camino asfaltado (69 km) hasta la estación de Caipe del ramal ferroviario C14 (FCGB) y un camino consolidado hasta el establecimiento minero La Casualidad. Desde allí, se recorren 25 km por camino de cornisa hasta la mina.

La provincia de Salta ha sido la primera proveedora de azufre volcanogénico del país con la puesta en producción de la mina Julia a partir de 1941, que abasteció un tercio del consumo interno hasta el cierre del establecimiento en 1978.

La zona de alteración hidrotermal abarca una superficie de 1700 por 1500 m de dirección SO-NE; las texturas y estratificación originales de las rocas han sido obliteradas.

El cuerpo mineralizado expone una superficie de forma trapezoidal irregular en planta de 1000 x 750 metros.

El azufre se dispone a modo de diseminación o rellenando planos de diaclasas, en cuerpos tabulares de 10 a 20 m de espesor, como relleno de chimeneas o bien constituyendo bolsones. Se presenta como variedad monoclinica pseudorrómbica. En la facies impregnada es microgranular, en cristales de hasta 1 cm, a modo de drusas, masas compactas o como costras y nódulos. El color varía entre amarillo, anaranjado, rojizo y amarillo verdoso debido al contenido de impurezas y al aporte de óxidos de hierro derivados de la destrucción de silicatos.

La explotación se realizó a cielo abierto en varios frentes simultáneos. Con fines exploratorios se excavaron en total 5800 m de galerías y labores en las distintas etapas.

Las reservas de la mina Julia (probadas y posibles) son de 2,25 Mt, con leyes de 15-24 % de azufre (G.A.M.A, 1972, en Lurgo Mayón, 1999).

El material era transportado al establecimiento La Casualidad para su tratamiento, lográndose una ley de 99,5 % de azufre.

Río Grande

La corrida o sector Río Grande empalma a 3 km al SSO del cerro Estrella, que contiene alineadas, en una dirección NNO-SSE, a las minas Orcoyurac o N° 5, Huayracoya, Tansacunu, Chiriyán, Tacara y otras.

La secuencia volcánica consiste en una serie de coladas y tobas afectadas por una intensa alteración silíceica que ha obliterado la composición y texturas originales. Los minerales primarios están escasamente preservados. Además de la sílice, es posible observar alunita de origen supergénico y óxidos de hierro.

La alteración hidrotermal precedió a la mineralización de azufre que llenó los espacios vacíos en las rocas, ya sea como impregnaciones o constituyendo bolsones de gran pureza.

Las reservas calculadas para el sector Río Grande son de 692.000 t de azufre al 26,3% (G.A.M.A, 1972, en Lurgo Mayón, 1999).

Este yacimiento fue escasamente explotado por la Dirección General de Fabricaciones Militares.

Volcán Azufre o Lastarria

El área se ubica en la provincia de Catamarca, en las altas cumbres que constituyen el límite con Chile, a una altura media de 5000 m s.n.m. y a 35 km al SO en línea recta desde la vega del Río Grande, desde donde se accede por senda de herradura.

En la región predominan aparatos volcánicos poco erosionados compuestos por lavas andesíticas y dacíticas, tobas y brechas de edad pliocena superior.

En Volcán Azufre o Lastarria, la distribución de la mineralización está restringida a planos de dos fracturas paralelas de rumbo E-O. Los vapores mineralizados se encauzaron a través de dichas fracturas, depositándose en forma de nidos e impregnaciones en la roca de caja (Auriemma, 1972).

Cerro Bayo

Esta manifestación está ubicada en el límite internacional con Chile, distante 35 km al sur de la anterior y a una altura de 5000 m sobre el nivel del mar. Se accede desde la vega del Río Grande por camino de herradura.

En el sector se destacan aparatos volcánicos del Plioceno superior y los sobreyacen coladas basálticas del Pleistoceno.

La mineralización de azufre, vinculada con la actividad de fumarolas, se depositó en las tobas en forma de impregnaciones, o rellenando cavidades a modo de bolsones irregulares y de tamaño variable, *stockwork* y venillas.

El mineral, de color amarillo con tintes verdosos o anaranjados, se presenta en cristales radiados, rómbicos, aciculares o en masas informes.

Según Auriemma (1972), las manifestaciones se extienden en una superficie de 1,5 x 2 km, aunque el área alterada es varias veces superior. Conforman un recurso de 3,63 Mt de azufre refinado con una ley media de 31%.

Evaporitas

Esta región de la Puna cuenta con grandes recursos de cloruro de sodio, sulfato de sodio, boratos y modestas concentraciones de salmueras metálicas que se alojan en los salares Río Grande, Arizaro y Antofalla.

Los salares han sido objeto de estudios tendientes a reconocer contenidos, reservas y calidades de los recursos evaporíticos.

Organismos nacionales y provinciales han llevado a cabo programas de trabajos en estos salares como Universidad Nacional de Salta, Dirección General de Fabricaciones Militares, Subsecretaría de Minería de la Nación y Direcciones de Minería provinciales.

a) Evaporitas fósiles

Sal de roca y boratos

Salar Antofalla

Este salar es una cuenca larga y angosta con orientación NE-SO que cubre 500 km², ubicada al oeste de la localidad de Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. Está aislado y tiene difícil acceso, motivo por el cual carece de investigaciones detalladas.

El cuerpo salino fue reconocido en la margen centro oriental del salar por Alonso *et al.* (1984).

El rasgo más importante es un relieve peninsular (Uncal) que alcanza 13 km de longitud por 6 km de ancho. Hacia el norte de la península se observan domos y crestones donde aflora la sal de roca. Una reconstrucción regional muestra una gran masa de halita, de forma elíptica, con un diámetro máximo de 6 km y una longitud de 30 km, definida como "Megacuerpo salino de Antofalla" por Alonso *et al.* (1984).

Está integrado por sal de roca limpia y transparente en cristales gruesos de hasta 10 cm que se formaron por recristalización en las oquedades. El resto se presenta como sal cristalina fina, masiva con impurezas de arcillas.

Alonso *et al.* (1984) mencionaron la existencia de ulexita en pequeños nódulos irregulares no mayores a 5 cm de diámetro.

Se intercalan bancos de yeso con ganga arenosa o arcillosa. Todo el conjunto está suavemente plegado e internamente corrugado.

Al este y oeste de los afloramientos de halita aparecen sedimentitas rojas atribuidas a la Formación Sijes, que integran la cuenca donde se formó el manto de sal.

b) Evaporitas recientes y actuales

Cloruro de sodio

La halita o sal común es la evaporita más representativa de los salares en esta región de la Puna, y

a pesar de existir en abundancia no resulta de calidad para su explotación. En sus superficies se observa una costra salina grisácea, con espesores del orden de los 0,50 m de cloruro de sodio, encapada en partes por material detrítico.

Análisis químicos de salmueras del salar de Antofalla (25° 43' S y 67° 56' O) arrojaron contenidos de 13,8 % Cl; 4,3 % SO₄; 0,9 % B₂O₃; 0,39% K; 7,20% Na; 0,03 % Li; 1,70% Mg.

En el salar del Río Grande (25° 03' S y 68° 12' O), las salmueras contienen: 13,6 % Cl; 6,30 % SO₄; 0,79 % K; 8,305 Na; 0,03 % Li; 0,52 % Mg; 0,32 % Ca (Alonso, 1999).

Sulfato de sodio

Salar del Río Grande

La cuenca salina tiene una superficie de 180 km² y una altura media de 3600 m sobre el nivel del mar. Está ubicada a 70 km de la estación Caipe (FCGB), departamento Los Andes, provincia de Salta. Se accede desde la localidad de San Antonio de los Cobres por la ruta nacional 59.

El salar fue estudiado por Alonso *et al.* (1984) e Igarzábal (1996).

El marco geológico del salar está integrado por rocas sedimentarias de la Formación Sijes, rocas volcánicas terciarias y coladas cuaternarias. Gran parte de la superficie de la cuenca posee una cubierta rugosa de cloruro de sodio, remarcada por densos rasgos de disolución (Alonso, 1999).

Es un típico salar cristalino y su masa está embebida por salmuera clorurada sódica superficial. A partir del borde occidental, en su tramo medio superior, hacia el interior del salar se reconoció mineralización de sulfato de sodio como thenardita y mirabilita, en forma de bolsones dentro de la masa de halita.

El yacimiento de sulfato de sodio de este salar es el más importante y rico del país, siendo el único salar de la Puna que posee un marcado contenido de sulfato (composición media: 6,3%), debido al aporte de diversos manantiales que recogen el lixiviado de las azufreras de los volcanes ubicados al oeste como Cerro Estrella y corrida del Río Grande.

El área mineralizada ocupa una franja central de orientación norte - sur, de 18.000 ha y espesores de 0,50 a 1,60 m (Sureda *et al.*, 1986), con reservas calculadas de 41 millones de toneladas.

Salar de Arizaro

En el extremo suroeste de este salar, en el lugar conocido como Cono Arita, se determinó la presencia de sulfato de sodio mediante sondajes realizados por la Dirección de Minas de la provincia de Salta. Se desconocen datos de reservas.

Ónix

Distrito Arita

Está ubicado al este del cerro homónimo, al sur del salar de Arizaro. El acceso desde Tolar Grande se realiza siguiendo 15 km por la ruta nacional 59, y luego al SSO por un camino de 60 km que cruza el salar que conduce a la cantera.

La geología de la región está representada por un plutón de composición granítico-grandiorítica al que Méndez *et al.* (1979) le asignaron edad carbonífera. En esta Hoja, dicho plutón ha sido considerado como integrante de la Formación La Tabla (Pérmico superior). Además afloran cuerpos andesíticos, dacíticos, tobas y brechas tobáceas pliocenas, coladas basálticas, depósitos aterrazados constituidos por conglomerados polimícticos cementados por carbonatos, y por último sedimentos y evaporitas del Cuaternario que rellenan el salar.

Según Schalamuk *et al.* (1983), el mármol, material explotable en esta región, se presenta a modo de mantos con intercalaciones tobáceas y como cuerpos vetiformes emplazados tanto en la roca plutónica como en las volcánicas, siendo probable que pertenezcan a dos generaciones: la más antigua de tonalidades verdosas y la otra de tonos rojizos. En su composición intervienen la aragonita y el ónix, dispuestos en capas.

En el área se ubican varias canteras; entre ellas, divididas en dos grupos, se pueden citar Arita y Franca y, a 5 km hacia el SSO, Brach, Marito y José Nioi.

En el primer grupo, el mármol se halla en bancos de espesores variables y posición subhorizontal, con longitudes de hasta 350 m en sentido N-S por 100 a 500 m de ancho y un espesor máximo reconocido de 3,5 metros. Exhibe un bandeado fino, en capas de 1 a 5 cm de ónix verde claro, ónix grisáceo, aragonita de fibra larga parda clara y aragonita blanca en proporciones variables.

La variedad de ónix que se aprovecha es conocida como "Verde Arita", de tono verde claro, aunque suele encontrarse en sectores el de coloración verde oscuro denominado "Verde Mundial".

En las canteras del segundo grupo (Brach y José Nioi) el mármol constituye un cuerpo vetiforme de rumbo general N-S e inclinación de 35-50° E, con una potencia promedio de 1 m y una longitud de 120 m; su roca de caja es una granodiorita que conforma un encape de hasta 2 metros. El mármol posee bandeamiento plano hasta curvo e irregular. Está compuesto por capas de color blanco-amarillento de aragonita fibrosa, que alternan con carbonatos grises a negros de escasos milímetros de espesor y otras de ónix de color caramelo rojizo a rojizo de 10 a 15 cm de espesor; este material es conocido con el nombre de “Rojo Divino”.

En otro frente, el cuerpo carbonático se dispone subhorizontalmente, en capas de 10 a 40 cm de espesor, intercaladas entre tobas o cortando a las vulcanitas. El material es veteadado, con delgadas capas de 2 a 5 mm de aragonita blanquecina, capitas grises con abundantes óxidos de manganeso y otras de 3 a 10 cm de ónix color caramelo rojizo con tonalidades pardo oscuras; esta variedad se denomina “Rojo Tolar” y es característico en las canteras Brach y Marito.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Posible impacto de meteorito en la vega Tamberías

Un manto de roca muy vítrea de color gris oscuro aflora al sudoeste de la sierra Quebrada Honda, asociado a un conjunto de cráteres de tamaños variados con domos en su interior. La columna litológica muestra una gradación de rocas más fundidas en la superficie hasta pasar a la Ignimbrita Los Colorados en la base, con un espesor que varía de 10 a 15 metros. Las características observadas podrían indicar impactos de meteoritos.

Litología de la Formación Sijes en salar del Río Grande

La Formación Sijes presenta, a lo largo del salar del Río Grande, facies granocrecientes con intercalaciones de depósitos piroclásticos. Las secciones más representativas de esta unidad se hallan a lo largo del río Grande a 20 km al sur del campamento de la mina La Casualidad. Están constituidas por facies gruesas y por depósitos piroclásticos proximales, que la diferencian de la litología descrita en la localidad tipo.

Colapsos del centro volcánico del cerro Médano

El cerro Médano, situado al sur del salar del Río Grande, forma parte de un complejo de aparatos volcánicos que muestran variaciones composicionales que van, desde términos diferenciados integrados por riolitas parcialmente perlitizadas hasta componentes máficos de andesitas basálticas. Estas diferenciaciones composicionales sugieren una evolución a partir de cámaras magmáticas interconectadas. El cerro Médano posee estructuras de colapso producidas, posiblemente, como consecuencia del vaciamiento parcial de la cámara magmática por migración lateral de los magmas, que dieron origen a los centros volcánicos vecinos.

Falla directa pérmica en la sierra Quebrada Honda

En la parte media de la sierra Quebrada Honda, localizada en el centro-sur de la Hoja, los afloramientos de rocas ordovícicas constituidos por vulcanitas y sedimentitas, interrumpen su continuidad hacia el norte debido a la presencia de una falla normal con rumbo OSO - ENE de supuesta edad pérmica.

El bloque colgante de la falla directa está integrado por un potente relleno de graben formado por conglomerados gruesos y vulcanitas pérmicas, que desaparecen en el bloque yacente.

En la zona de falla se destaca una brecha muy potente con olistolitos de bloques ordovícicos caídos y englobados en los depósitos pérmicos. Esta estructura constituye un tramo del borde de un semigraben pérmico preservado durante la compresión andina debido a su posición oblicua con respecto a la dirección de transporte tectónico.

Estratigrafía y estructuras en el salar del Fraile

En el salar del Fraile, las rocas pérmicas y jurásicas componen el núcleo de un anticlinal. La relación de las rocas jurásicas con las sedimentitas pérmicas es de discordancia y con grandes variaciones de espesores, que sugieren el relleno de paleorrelieves abruptos posiblemente generados por el desarrollo de fosas tectónicas.

Un conjunto de fallas directas con orientaciones N-S y E-O, selladas por sedimentitas de la Formación Vizcachera, ponen en contacto las unidades pérmicas con las jurásicas.

Complejo volcánico Cori

Este complejo, situado en el norte de la Hoja entre los salares de Arizaro y del Río Grande, está compuesto por tobas, aglomerados, ignimbritas, pórfiros dacíticos y lavas dacíticas y andesíticas.

Los depósitos piroclásticos integrados por ignimbritas, brechas coignimbríticas y flujos de bloques y cenizas muestran una sucesión de facies típica y muy completa.

Relación del Granito Archibarca con la roca de caja

El Granito Archibarca está compuesto esencialmente por granodioritas, monzogranitos y en menor grado tonalitas. Existen diversas facies graníticas, equigranulares, de grano fino a grueso, porfírica, y una facies muy llamativa, con evidencias de mezcla de magmas, entre extremos de monzogranito a tonalita.

El protolito se encuentra en forma de parches aislados incorporados en una roca en la que se produjo movilización de porciones de leucosomas ricos en cuarzo y feldespato, formando migmatitas nebulíticas a ptigmatíticas.

Todo este conjunto está intruido por venas y diques de pegmatitas y aplitas que no tienen deformación.

Actividad minera jesuítica en el volcán Antofalla

El volcán Antofalla es un estratovolcán integrado por rocas piroclásticas, lavas y domos, que presenta una zona de alteración hidrotermal con mineralización polimetálica. En la quebrada de Los Jesuitas se observan labores antiguas y hornos de fundición jesuíticos.

La mineralización está asociada a pórfiros parcialmente soterrados que generan pliegues subcirculares en sedimentitas pérmicas. Antes de arribar a la zona mineralizada, sobre la misma quebrada se observan rocas sedimentarias eólicas atribuidas al Paleozoico superior.

Basalto fisural pleistoceno en Chascha

Al sudoeste del salar de Arizaro se advierte un derrame fisural de basaltos. Las coladas emergen a partir de una escarpa de falla directa de rumbo N-S que inclina hacia el oeste.

BIBLIOGRAFÍA

- ACEÑOLAZA, F., A. TOSELLI y F. DURAND, 1976. Estratigrafía y paleontología de la región del Hombre Muerto, provincia de Catamarca, Argentina. Actas 1^{er} Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:109-123. Tucumán.
- ADELMANN, D. y K. GOERLER., 1998. Basin development in the southern Puna: sedimentary record from the Salar de Antofalla area, NW Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 26. Buenos Aires.
- ALONSO, R.N., 1999. Los Salares de la Puna y sus recursos evaporíticos, Jujuy, Salta y Catamarca. En: Zappettini, E.O. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35:1907-1921. Buenos Aires.
- ALONSO R., J. VIRAMONTE y R. GUTIÉRREZ, 1984. Megacuerpos salinos cenozoicos de la puna Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, 1: 25-42. Buenos Aires.
- ALLMENDINGER, R.W., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. Geological Society of America Bulletin, 97(9):1070-1082.
- ALLMENDINGER, R.W., JORDAN, T., PALMA, M. y V. RAMOS, 1982. Perfil estructural de la Puna Catamarqueña (25-27°S), Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 1:499-518. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., 1942. Comunicación sobre la mina de azufre "Julia", departamento de Pastos Grandes, gobernación de los Andes. Servicio Nacional Minero Geológico, Subsecretaría de Minería, informe inédito. Buenos Aires.
- AURIEMMA, R.A., 1972. Reconocimiento geológico expeditivo de las manifestaciones de azufre "Norte de Cerro Bayo, Volcán de Azufre y Cerro Dos Conos", provincia de Catamarca. Servicio Nacional Minero Geológico. Subsecretaría de Minería, Carpeta 749, inédita. Buenos Aires.
- BECCHIO, R., F. LUCASSEN, G. FRANZ y J. VIRAMONTE, 1997. Condiciones P-T del basamento metamórfico de alto grado. Borde oriental de la Puna Austral Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, 2:1220-1224. Antofagasta.
- BLOOM, A.L., 1991. Geomorphology. A systematic analysis of late Cenozoic landforms. Ed. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 532 pp., New Jersey.
- BODENBENDER, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 19(1). Córdoba.
- COIRA, B., 1971. Informe Geológico de los Mosaicos 14C1, 14D1, 13C2, 13C3, 13C4, 13D3, 13D4. Trabajo inédito, 17 pp. Tucumán.
- COIRA, B. y S.M. KAY, 1999. Evolución cenozoica de la región de Agua Escondida-Salar Aguas Calientes-Puna austral (Andes Centrales 25° 30 S). 14° Congreso Geológico Argentino, 1: 90. Salta.
- COIRA, B. y N. PEZZUTTI., 1976. Vulcanismo Cenozoico en el ámbito de la Puna Catamarqueña. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31: 34-42. Buenos Aires.
- CUOMO, J.R., 1949. Exploración Mina Julia (2° Campaña). Industrias Químicas Nacionales S. M., departamento Los Andes, provincia de Salta. Salta.
- DAROCA, J.R. y A. GONZÁLEZ AMORÍN, 1977. Factibilidad de Complemento de la Exploración de los Depósitos de Azufre del EAS. Dirección General de Fabricaciones Militares, informe inédito. Archivado en SEGEMAR. Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ SEVESO, F., M. PÉREZ, I. BRISSON, I. y L. ÁLVAREZ, 1991. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca de Paganzo. Depósitos marinos y continentales del Paleozoico superior en el oeste argentino. Informe interno YPF, inédito. Mendoza.
- FERNÁNDEZ SEVESO, F., M. PÉREZ, I. BRISSON, I. y L. ÁLVAREZ, 1993. Análisis de cuenca: técnicas aplicadas en la serie carbónico - pérmica del Paganzo. Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera época, 33:77-108. Buenos Aires.
- GALLISKI, M., J.E. ARIAS, B. COIRA y A. FUERTES, 1987. Reconocimiento Geotérmico del Área Socompa, Provincia de Salta, República Argentina. Revista del Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, 7: 37-53. Jujuy.
- GALLISKI, M., J. VIRAMONTE, A. APARICIO YAGÜE y F. MÁRQUEZ ZAVALÍA, 1999. Caracterización del vulcanismo cenozoico de Archibarca, Puna de Salta y Catamarca. República Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, 2: 232-234. Salta.
- 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., 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. Fundación Miguel Lillo. Tucumán.
- GONZÁLEZ FERRÁN, M., 1985. Los volcanes de Chile y países limítrofes. Publicación del Instituto Geográfico Militar de Chile, 367 pp. Santiago.

- HONGN, F. y R. SEGGIARO, 1998. Hoja Geológica 2566-III. Cachi. Programa Nacional de Cartas Geológicas. (1:250.000). SEGEMAR. Trabajo inédito. Buenos Aires.
- IGARZÁBAL, A., 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas cuaternarias de la Puna. 9° Congreso Geológico Argentino, 3:595-607. Buenos Aires.
- IGARZÁBAL, A., 1991. Morfología de las provincias de Salta y Jujuy. Revista del Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, 8:97-122. Jujuy.
- IGARZÁBAL, A., 1996. Los salares de la Puna Argentina (provincias de Jujuy, Salta y Catamarca). Instituto de Beneficios Minerales. Universidad Nacional de Salta. Trabajo inédito. Salta.
- KAY, S., B. COIRA y J. VIRAMONTE, 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as guides of lithosphere delamination beneath the Argentine Puna Plateau, Central Andes. Journal of Geophysical Research, 99: 24323-24339.
- KRAEMER B., D. ADELMANN, M. ALTEN, W. SCHNURR, K. ERPENSTEIN, E. KIEFER, P. VANDENBOGAARD y K. GORLER., 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau: The Salar de Antofalla área, NW Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 12: 157 - 182.
- KOUKHARSKY, M., 1969. Perfiles geológicos en los ríos Cazadero Grande y Tres Quebradas y en el Camino de Los Patos. Provincia de Catamarca. Plan NOA I. Geológico - Minero. Trabajo inédito, 24 pp. Tucumán.
- KOUKHARSKY, M., 1988. Geología de la Puna en el sector que media entre el cerro Socompa y el cerro Tul Tul, provincia de Salta, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Tesis doctoral N° 2166, inédita. Buenos Aires.
- LINARES, E. y R.R.L. GONZÁLEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" N° 19: 202. Buenos Aires.
- LUCASSEN, F., R. BECCHIO, H.G. WILKE, F. FRANZ, M.F. THIRWALL, J. VIRAMONTE y K. WEMMER, 2000. Proterozoic – Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18°-26°S) – a mobile belt of the South American craton. Journal of South American Earth Sciences, 13:697-715.
- LURGO MAYÓN, C.S., 1999. Azufre volcanogénico de la Puna, Jujuy, Salta, y Catamarca. En: Zappettini, E.O. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1613-1625. Buenos Aires.
- MARTÍNEZ, L., 1995. Mapa Geológico de la Provincia de Catamarca (1:500.000). Dirección Nacional del Servicio Geológico. Buenos Aires.
- MARRETT, R., R. ALLMENDINGER, R. ALONSO y 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.
- MARTOS, D., 1981. Estudio geológico económico del sector sudeste del área de reserva N 5. "Antofalla Este". Facultad de Ciencias Naturales, Trabajo de Seminario, inédito, 83 pp. Tucumán.
- MARTOS, D.E., 1982. Estadística y correlación geoquímica en la región de Antofalla, provincia de Catamarca. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 4:147-157. Buenos Aires.
- MÉNDEZ, V., J.C. TURNER, A. NAVARINI, R. AMENGUAL y V. VIEIRA, 1979. Geología de la región NO, provincias de Salta y Jujuy. Dirección General de Fabricaciones Militares. Buenos Aires.
- MON, R. y F. HONGN, 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42(1):31-38. Buenos Aires.
- MPODOZIS, C., S. KAY, M. GARDEWEG y B. COIRA, 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes Centrales 27° S): Implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior. Informe de avance. Proyecto FONDECYT 190025, inédito. Santiago, Chile.
- NARANJO, J.A. y P. CORNEJO, 1992. Hoja Salar de La Isla, Carta Geológica de Chile (1: 250000). Servicio Nacional Geológico Minero, Boletín 72. Chile.
- NARANJO, J.A. y A. PUIG, 1984. Hojas Taltal y Chañaral, Carta Geológica de Chile (1:250000). Servicio Nacional Geológico Minero, Boletines 62-63. Chile.
- PAGE, S. y E. ZAPPETTINI, 1998. El magmatismo Paleozoico en la Puna Occidental, Salta, República Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, 2:306 - 313. Buenos Aires.
- PAGE, S. y E. ZAPPETTINI, 1999. Ciclo Gondwaniano. Magmatismo. Provincias de Jujuy, Salta y Catamarca. En: González Bonorino, G., R. Omarini y J. Viramonte (Eds.), Geología del Noroeste Argentino. Relatorio 14° Congreso Geológico Argentino, 1:241-253. Salta.
- PALMA, M., 1990. Geología del macizo de Antofalla en la sierra del Campo Negro, Puna Catamarqueña. 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 39-42. San Juan.
- PALMA, M.A. y M.V. IRIGOYEN, 1987. Los Estratos de Botijuela en la Puna catamarqueña. 10° Congreso Geológico Argentino, 2:139-142. Tucumán.

- PALMA, M. y G. VUJOVICH, 1987. Evidencias neotectónicas en el borde oriental de la Sierra de Calalaste, Puna catamarqueña. 10° Congreso Geológico Argentino, 1:243-249. Tucumán.
- PALMA, M.A., P. PARICA y V. RAMOS, 1986. El Granito Archibarca: su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (3-4): 414-419. Buenos Aires.
- PALMA, M.A., I. BRISSON y G. VUJOVICH, 1990. Geología del bloque paleozoico de la quebrada Honda, Puna catamarqueña. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45(1-2):145-158. Buenos Aires.
- PERALTA, E., 1981. Investigación Geológico Minera del área N° 5 "Antofalla Este", departamento Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. NOA Geológico Minero, Subsecretaría de Minería. Informe inédito. Tucumán.
- PERALTA, E., 1983. Reseña informativa del área N° 5 "Antofalla Este", departamento Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca. NOA Geológico Minero, Subsecretaría de Minería. Informe inédito. Tucumán.
- PEZZUTTI, N., B. COIRA, A. BUSTEROS y A. ESCALANTE, 1973. Descripciones petrográficas de muestras del área de reserva N° 5 Antofalla Este. Informe inédito. SEGEMAR. Tucumán.
- PREZZI, C., S. SINGER y R. ALLMENDINGER, 1998. Estudio Paleomagnético de rocas Cenozoicas aflorantes en Juncal Grande, Puna Catamarqueña, Argentina: Rotación local de Bloques. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 128-133. Buenos Aires.
- RITTMANN, A., 1962. Volcanoes and their activity (transl. by E.A. Vincent). Ed. Wiley-Interscience, 305 pp. New York.
- SABALÚA, J.C., 2000. Antofalla, provincia de Catamarca, República Argentina. Informe inédito. SEGEMAR. Buenos Aires.
- SCHALAMUK, I., R. FERNÁNDEZ y R. ETCHEVERRY, 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA (provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán). Subsecretaría de Minería, Anales 20: 1-96. Buenos Aires.
- SEGAL, S., 1977. Estudios Calcográficos de muestras del área N° 5 "Antofalla Este". Informe inédito. SEGEMAR. San Miguel de Tucumán.
- SEGGIARO, R., HONGN, F. y R. BECCHIO, 2000. Cabalgamientos Cenozoicos en el Extremo Austral de la Puna Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, 2:339-343. Puerto Varas.
- SEGGIARO, R.E., F.D. HONGN, A. CASTILLO, F. PEREYRA, D. VILLEGAS y L. MARTÍNEZ, 2006. Hoja Geológica 2769-II, Paso San Francisco. (1:250.000). Programa Nacional de Cartas Geológicas. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín 294, 54 pp. Buenos Aires.
- SIEBEL, W., SCHNURR, K. HAHNE, B. KRAEMER, R. TRUMBULL, P. VAN DEN BOGAARD y R. EMMERMAN, 2001. Chemical Geology, 171:213-237.
- SUMMERFIELD, M., 1991. Global Geomorphology. Longman Scientific and Technical, 537 pp. Londres.
- SUREDA, R., M. GALLISKI, P. ARGANÁRAZ y J. DAROCA, 1986. Aspectos Metalogenéticos del noroeste Argentino. Capricornio, 1 (1): 39-95. Salta.
- TURNER, J.C., 1961. Estratigrafía del Nevado de Cachi y adyacencias. Acta Geológica Lilloana, 3:191-226. Tucumán.
- TURNER, J.C., 1964. Descripción geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 99, 78 pp. Buenos Aires.
- TURNER, J.C., 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b, Chaschuil (Provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 106, 78 pp. Buenos Aires.
- VOSS, R., R. GÖRLER, B. KRAEMER y P. VAN DEN BOGAARD, 1996. Neue Daten zur Paläozoischen und Mesozoischen Paläogeographie in der Südlichen Puna (NW Argentinien) Terra Nostra, 8: 1-147.
- ZAPPETTINI, E.O. y G. BLASCO, 2001. Hoja Geológica 2569-II. Socompa. Programa Nacional de Cartas Geológicas, 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín N° 260, 62 pp. Buenos Aires.
- ZIMMERMANN, U., M.C. MOYA y H. BAHLBURG, 1998. New evidence for the stratigraphic subdivision of ordovician sedimentary successions in the southern Puna (NW Argentina) based on graptolites. 16 Lateinamerika - Kolloquium, Bayreuth, Terra Nostra 98/5, 179.

Entregado: agosto 2001

Validado: julio 2002