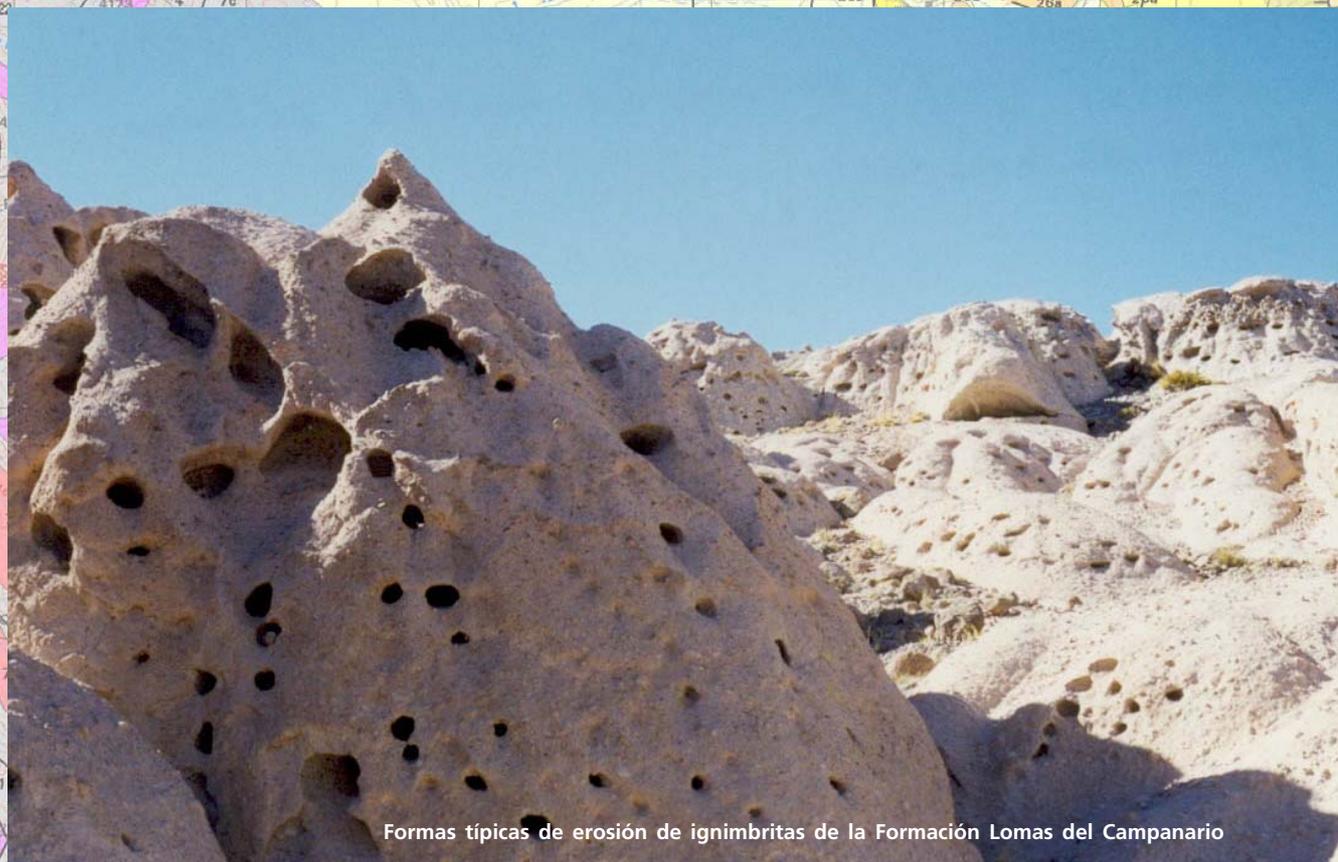


Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 3169-I Rodeo



Formas típicas de erosión de ignimbritas de la Formación Lomas del Campanario

Provincia de San Juan

Raul Cardó e Iris N. Díaz

Geología Estructural: Marcelo Cegarra, Nemesio Heredia y Roberto Rodríguez Fernández

Petrografía: Graciela Santamaría

Supervisión: Luis Fauque



INSTITUTO
DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS
MINERALES

Boletín N° 272
Buenos Aires - 2005

SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

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

**Hoja Geológica 3169—I
Rodeo**

Provincia de San Juan

Raul Cardó e Iris N. Díaz

Geología Estructural: Marcelo Cegarra, Nemesio Heredia*
y Roberto Rodríguez Fernández*
Petrografía: Graciela Santamaría
Supervisión: Luis Fauqué

* Instituto Geológico y Minero de España

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

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

Boletín Nº 272
Buenos Aires - 2005

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente Ing. Jorge Mayoral
Secretario Ejecutivo Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director Lic. Roberto F. N. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director Lic. José E. Mendía

SEGEMAR

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

Referencia bibliográfica

CARDÓ, R., I.N.DÍAZ, M. CEGARRA, N. HEREDIA, R. RODRÍGUEZ
FERNÁNDEZ y G. SANTAMARÍA, 2005. Hoja Geológica 3169-I, Rodeo.
Provincia de San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio
Geológico Minero Argentino. Boletín 272, 47 p. 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. CORDILLERA FRONTAL	4
2.1.1. SILÚRICO- DEVÓNICO A CARBONÍFERO- PÉRMICO INFERIOR	4
Formación San Ignacio	4
Formación Agua Negra	5
2.1.2. CARBONÍFERO- PÉRMICO A TRIÁSICO INFERIOR	7
Rocas ígneas neopaleozoicas- eomesozoicas	7
Granitoides Tocota	8
Granitoides Los Patos	8
Granodiorita Romo	9
Granito Conconta	9
Granito Chita	10
Granito Agua Negra	10
Granito Agua Blanca	10
Granito San Francisco	10
2.1.3. PÉRMICO- TRIÁSICO	10
Grupo Choiyoi	10
Formación Castaño	12
Formación La Chilca	12
Formación Las Pircas	12
2.1.4. JURÁSICO	12
Granodiorita de Las Vizcachas	12
2.1.5. Terciario	13
Formación Doña Ana	13
Intrusivos terciarios	13
Formación Cerro de Las Tórtolas	13
Formación Vizcachas	14
Grupo Melchor	14
Grupo Olivares	15
2.1.6. Terciario- Cuaternario	15
Formación La Puentequilla	15
2.1.7. CUATERNARIO	16
Formación Tudcum y Depósitos aluviales modernos	16
2.2. PRECORDILLERA	16
2.2.1. ORDOVÍCICO	16
ORDOVÍCICO INFERIOR	16
Formación San Juan	16
ORDOVÍCICO MEDIO- SUPERIOR	16
Formación La Invernada	16

	Formación Yerba Loca	17
2.2.2.	SILÚRICO- DEVÓNICO	20
	Formación Corralitos	20
2.2.3.	DEVÓNICO	20
	Formación Punilla	20
	Formación Punta Negra	21
2.2.4.	CARBONÍFERO	21
	Grupo Angualasto	21
2.2.5.	PÉRMICO	22
	Arcosas	22
2.2.6.	PÉRMICO- TRIÁSICO	23
	Grupo Choiyoi	23
	Intrusivos riolíticos	23
2.2.7.	TRIÁSICO	23
	Formación El Puntudo	23
2.2.8.	TERCIARIO	24
2.2.8.1.	PALEÓGENO	24
	Conglomerados y areniscas fluviales	24
2.2.8.2.	NEÓGENO	24
	Grupo Iglesia	24
	Formación Lomas del Campanario	25
	Formación Las Flores	26
	Intrusivos terciarios	27
2.2.9.	CUATERNARIO	27
	Depósitos aluviales antiguos	27
	Formación Tudcum	27
	Formación Iglesia	27
	Depósitos lacustres	28
	Depósitos aluviales modernos	28
	Depósitos de barreal	29
3.	ESTRUCTURA	29
	CORDILLERA FRONTAL	29
	PRECORDILLERA	30
4.	GEOMORFOLOGÍA	31
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	32
6.	RECURSOS MINERALES	34
7.	SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	35
	BIBLIOGRAFÍA	42

RESUMEN

La región estudiada comprende de oeste a este: la Cordillera Frontal, la depresión del valle de Iglesia y el sector occidental de la Precordillera sanjuanina. La Cordillera Frontal está integrada por una secuencia sedimentaria paleozoica media a superior, afectada por una tectónica epidérmica del ciclo Gondwánico, que constituye el basamento; depósitos volcanoclásticos mesozoicos correspondientes a una estructura extensional permotriásica y las secuencias volcanoclásticas terciarias sinorogénicas afectadas por la etapa compresiva del Ciclo Ándico, el cual invierte parcialmente la tectónica extensional.

La cuenca de Iglesia, perteneciente a la depresión Rodeo - Uspallata y localizada entre las provincias geológicas de Cordillera Frontal y Precordillera, está rellena por depósitos terciarios sedimentarios y piroclásticos y sedimentos cuaternarios. Constituye una típica cuenca transportada (*piggy back basin*).

La Precordillera está integrada por una secuencia sedimentaria marina del Paleozoico inferior que culmina con una serie ofiolítica; secuencias de menor extensión de sedimentitas marinas y continentales del Paleozoico medio a superior; una secuencia mesozoica de naturaleza piroclástica y fluvial restringida a pequeños afloramientos; y depósitos volcanoclásticos sinorogénicos terciarios. La tectónica que ha modelado la forma actual de la Precordillera corresponde al Ciclo Ándico en su eta-

pa compresiva. Es una estructura imbricada con fallas de rumbo norte - sur, con vergencia al este. Existen además estructuras que son asignadas a una tectónica preándica (Ciclo Famatiniano).

En el ámbito de la hoja se distinguen tres regiones geomorfológicas: Cordillera Frontal, valle de Iglesia y Precordillera. Las geoformas de la Cordillera Frontal son el resultado de la acción de los procesos glaciario y periglaciario, fluvial, volcánico y eólico con un fuerte control estructural. En el valle de Iglesia predominan las bajadas pedemontanas. Los cordones y valles de la Precordillera, de orientación norte - sur, han sido determinados por una estructura de faja plegada y corrida producida durante el ciclo Ándico.

Los principales yacimientos metalíferos se distribuyen en Cordillera Frontal. Se destacan manifestaciones de plomo, plata, cinc, cobre y oro, oro y arsénico, hierro, wolframio y molibdeno. En la Precordillera y en el valle de Iglesia hay depósitos de arcillas, sulfato de sodio, yeso y diatomeas.

Los principales sitios de interés geológico destacados en la hoja son los siguientes: 1) Pillow lavas y basaltos columnares de Cuesta del Viento, 2) falla del Tigre, 3) depósitos carboníferos de la quebrada de Agua Negra, 4) mina San Francisco de los Andes, 5) batolito de Colangüil, 6) valle del Cura, 7) distrito polimetálico Castaño Viejo, 8) depósitos piroclásticos de Tocota, 9) pórfido de Chita y 10) valle de Los Patos.

ABSTRACT

The region under study includes the following, from east to west: the Cordillera Frontal, the depression of the Iglesia Valley and the western sector of the San Juan Precordillera. The Cordillera Frontal is integrated by Middle to Upper Paleozoic sedimentary sequence, affected by a thin-skinned tectonics of the Gondwanian Cycle, which constitutes the basement; Mesozoic volcanoclastic deposits corresponding to a Permotriassic extensional structure and the Tertiary volcanoclastic synorogenic sequences affected by the compressive stage of the Andean Cycle, which partially inverts the extensional tectonics.

The Iglesia basin, which belongs to the Rodeo – Uspallata depression and is located between the geological provinces of Cordillera Frontal and Precordillera, is filled by Tertiary sedimentary and pyroclastic deposits and Quaternary sediments. It constitutes a typical piggyback basin.

The Precordillera is formed by a marine sedimentary sequence of the Lower Paleozoic which culminates with an ophiolitic series; smaller sequences of marine and continental sedimentites of the Middle to Upper Paleozoic, a Mesozoic pyroclastic and fluvial sequence restricted to small outcrops; and Tertiary synorogenic volcanoclastic deposits.

The tectonics that modeled the current shape of the Precordillera corresponds to the Andean Cycle in its compressive stage. It is an imbricated structure whose faults have a north-south orientation, with eastwards vergence. There are also some structures that are assigned to a Pre- Andean tectonics (Famatinian Cycle).

In the area of this sheet there are three main geomorphological regions: Cordillera Frontal, Iglesia Valley and Precordillera. The geofoms of the Cordillera Frontal are the result of the action of glacial, periglacial, fluvial, volcanic and eolian processes with a strong structural control. In the Iglesia Valley there is a predominance of piedmont bajadas. The ridges and valleys of the Precordillera, with north-south orientation, have been determined by a thrust and folded belt which was produced during the Andean Cycle.

The main metalliferous deposits are distributed along the Cordillera Frontal. The most important ones are the manifestations of lead, silver, zinc, copper and gold, gold and arsenic, iron, wolfram and molybdene. Both in the Precordillera and in the Iglesia Valley there are deposits of clays, sodium sulfate, gypsum and diatoms.

In the sheet, there are several sites of geological interest which are also relevant from a geological and mining point of view.

1. INTRODUCCION

La Hoja 3169 – I, Rodeo está ubicada en el sector centro occidental de la provincia de San Juan. Toma el nombre de la localidad cabecera del departamento de Iglesia en la citada provincia. La ejecución de esta hoja, que integra el programa a escala 1:250.000, fue iniciada por el equipo de profesionales dirigidos por el Dr. Roberto Rodríguez Fernández con el levantamiento del sector del valle de Los Patos Norte, durante la realización de la Hoja 3169 - 14, Castaño Viejo, en 1995, y se completó en los años 1997 y 1998. Los sectores con mayor y más actualizada información son las áreas comprendidas en la hoja mencionada anteriormente a escala 1: 100.000 y la Precordillera Occidental que cuenta con sectores mapeados a escala 1:200.000 (Hoja 19c, Gualilán y Hoja 18c, Jáchal). La Hoja 3169 - 2, Paso

de Agua Negra, a escala 1: 100.000 es una de las hojas licitadas por la Subsecretaría de Minería que se encuentran en ejecución al momento de realizarse la hoja Rodeo. Las tareas de campo se concentraron en las zonas con menor cantidad de información.

El sector comprendido en la Hoja 3169-I, Rodeo, se localiza entre los paralelos de 30° y 31° de latitud sur y entre el meridiano de 69° de longitud oeste y el límite internacional con Chile (Figura 1). De este a oeste abarca parte del borde occidental de la Precordillera Occidental, el valle de Iglesia (depresión Uspallata – Calingasta - Iglesia) y La Cordillera Frontal. En la Precordillera, las sierras Negra y del Tigre y los Altos del Colorado poseen cumbres cercanas a 3500 m s. n. m. Los cordones cordilleranos más importantes son las cordilleras de Colangüil, Agua Negra, Olivares, San Lorenzo, San

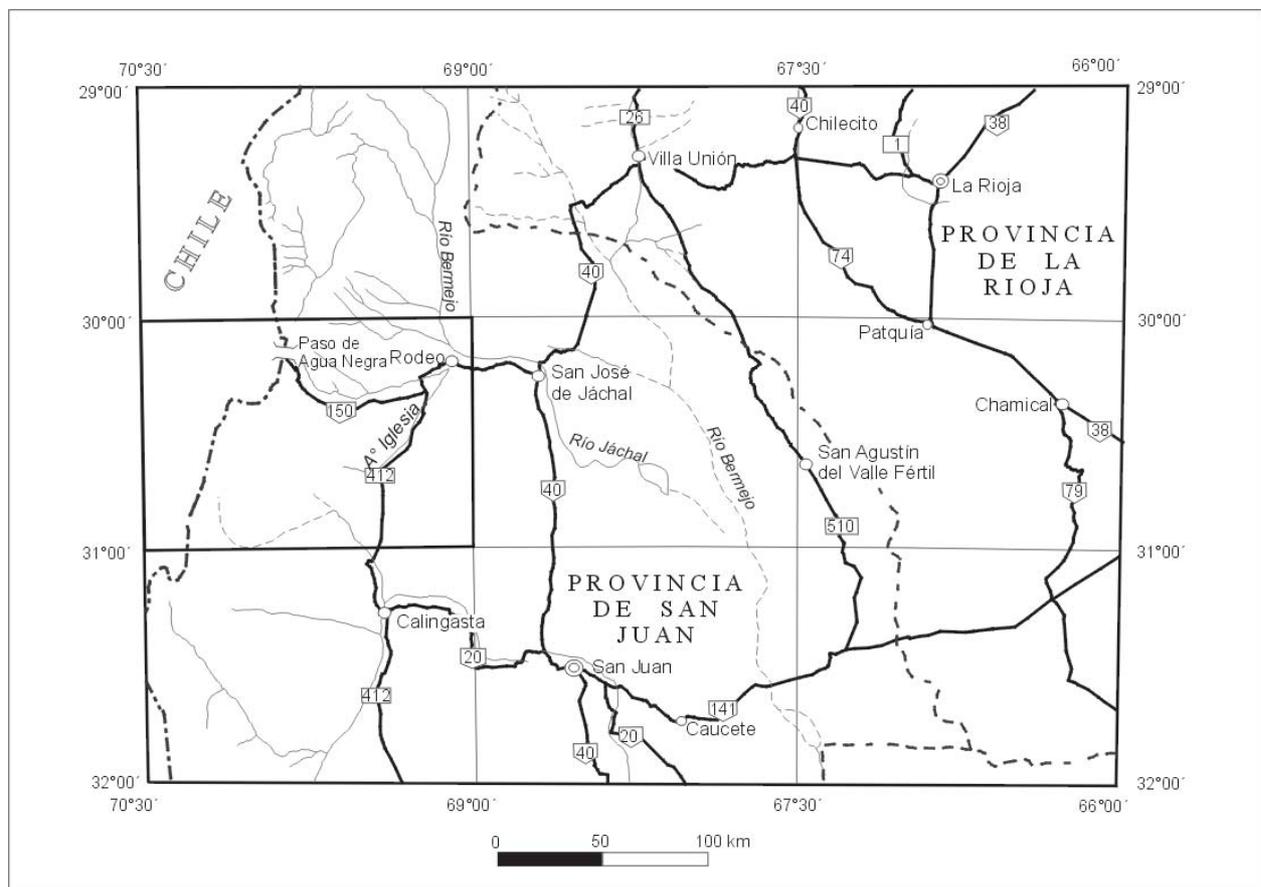


Figura 1. Mapa de ubicación.

Francisco, San Francisquito, Melchor, Puntas Negras y Mondaca. La cordillera de Olivares alcanza los 6.200 m s.n.m., mientras que las cumbres en el cordón de Colangiül superan los 5.000 m s.n.m. El drenaje superficial conforma por el norte la cuenca del río Jáchal y por el sur la subcuenca del río Castaño, afluente del río San Juan. La cuenca del río Jáchal está integrada por los ríos Blanco y Valle del Cura y los arroyos de Agua Blanca, Iglesia, Agua Negra, Chita y Tocota, mientras que la subcuenca del río Castaño está compuesta por los ríos San Francisco, Atutia, Valle Hermoso, Patillos, Blanco y Melchor, entre otros. En las áreas cordilleranas se encuentran las depresiones del Valle de Los Patos Norte y Valle del Cura con alturas superiores a los 3000 m. Entre los pasos a Chile más importantes se destaca el de Agua Negra (4770 m). En el sector limítrofe del valle de Los Patos existen numerosos portezuelos, entre los que se destacan los pasos de Doña Rosa (4258 m), de Miranda (4296 m), del Viento (4322 m) y del Portillo (4046 m), entre otros, mientras que en las cabeceras del río Valle del Cura se localiza el paso de Las Lagunitas (4830 m).

El Alto de las Crucecitas es el punto de divisoria de aguas que separa el valle de Iglesia del de Calingasta, las cotas en el valle de Iglesia varían de 2.550 m en Tocota a 1.780 m en Rodeo.

Las poblaciones más importantes son Rodeo, Angualasto, Colangiül, Tudcum, Iglesia, Las Flores y Bella Vista. Las tres primeras están ubicadas en el valle del río Blanco y las tres últimas en el valle del arroyo Iglesia. Otros asentamientos menores son Huañizuil, Bauchaceta y Tocota. Las poblaciones mencionadas están comunicadas con la ciudad de San Juan por medio de la ruta provincial N° 436. La ruta Internacional N° 150 permite la comunicación con la ciudad de Jáchal al este y con la República de Chile al oeste, mientras que el departamento de Calingasta está conectado por medio de la ruta provincial N° 412.

El área estudiada comprende las siguientes unidades morfoestructurales: al oeste la Cordillera Frontal (Groeber, 1938) en la parte central la depresión Rodeo - Uspallata (Keidel, 1949) y al este la Precordillera (Bodenbender, 1902).

Los primeros antecedentes regionales comprenden estudios realizados por Stelzner (1885), Bodenbender (1902), Stappenbek (1910), Schiller (1912), Groeber (1948, 1951), Keidel (1921, 1925) y Braccacini (1946, 1950). Posteriormente, Minera Tea (1968) realizó un estudio regional de la Cordillera y Precordillera sanjuanina. La Dirección General de Fabricaciones Militares y la Provincia de

San Juan (1969) realizaron trabajos regionales orientados a la prospección minera. Más recientemente, Llambías y Sato (1990, 1995) realizaron importantes estudios del magmatismo neopaleozoico y triásico. Borrello (1968, 1969) interpretó la evolución tectónica de la Precordillera según la teoría geosinclinal. Furque realizó las hojas geológicas Jáchal (1979) y Ciénaga de Gualilán (1983). Ortiz y Zambrano (1981), Baldis y Chebli (1969) y Baldis (1975) realizaron aportes al conocimiento geológico de la Precordillera. Rodríguez Fernández *et al.* (1996) realizaron el relevamiento de la Hoja Castaño Viejo a escala 1: 100.000. Los estudios más específicos y más recientes se mencionan en los respectivos capítulos.

Los autores de la hoja Rodeo expresan el agradecimiento a las empresas mineras que desarrollan actividades exploratorias en el ámbito de la hoja: Barrick, B.M.G, Argentina Gold y Western, que brindaron su apoyo y facilitaron información geológica que fue utilizada en la elaboración de esta síntesis.

2. ESTRATIGRAFÍA

Las descripciones de las series estratigráficas han sido agrupadas en Cordillera Frontal que comprende unidades sedimentarias del Paleozoico medio a superior, unidades intrusivas neopaleozoicas a triásicas y terciarias asociadas a secuencias volcanosedimentarias permotriásicas y terciarias; y Precordillera que comprende importantes secuencias sedimentarias eopaleozoicas, escasas secuencias del Paleozoico medio a superior, afloramientos más restringidos del Mesozoico y una secuencia volcanosedimentaria sinorogénica de edad terciaria distribuida en gran parte del valle de Iglesia.

2.1. CORDILLERA FRONTAL

2.1.1. SILÚRICO – DEVÓNICO A CARBONÍFERO – PÉRMICO INFERIOR

Formaciones San Ignacio y Agua Negra (1)

Formación San Ignacio (1)

Margas, calizas y lutitas

La Formación San Ignacio fue definida por Rodríguez Fernández *et al.* (1996). Toma el nombre de la quebrada homónima ubicada al norte de la mina Castaño Viejo.

Los afloramientos de la Formación San Ignacio se restringen a la margen derecha del río Castaño y dados los escasos espesores no se pueden representar en la hoja a escala 1:250.00, de modo que han sido integrados en una sola unidad junto con la Formación Agua Negra de edad carbonífera, si bien entre ambas existe un hiatus que comprende el Carbonífero inferior.

Litológicamente la Formación San Ignacio está constituida por calizas y calizas margosas de color gris claro o crema, entre las que se intercalan delgados niveles lutíticos. La unidad está organizada en secuencias de 2 a 3 m de espesor, compuesta por niveles de litarenitas verdosas en la base con alternancias de calizas bioclásticas que aumentan en frecuencia y espesor hacia arriba. Estos ciclos corresponden a secuencias de somerización típicas de plataformas carbonáticas de aguas someras. Ocasionalmente se encuentran cuerpos litológicos de calizas bioclásticas de geometría planoconvexa, que representan barras de oleaje y corresponden al término más somero de las secuencias. Su espesor real no ha podido medirse debido a que constituyen la superficie de sobrecoarimiento gondwánico más generalizada, su máximo espesor aflorante está entre 25 y 70 m (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996). Su edad, sobre la base de esporas recolectadas en los términos margosos, es silúrico - devónica (Pöthe *et al.*, 1987). No se conoce su base, mientras que el techo es discordante con la Formación Agua Negra en la zona de Castaño.

Furque (1962), en la descripción del perfil de la cordillera de Olivares (quebrada de Tocota), describió lutitas y bancos de cuarcitas compactos de un metro de espesor que contienen restos de vegetales del tipo *Haplostigma*, asignándoles una edad devónica. La secuencia observada comprende además lutitas y cuarcitas de color morado oscuro, grauvacas verdes y capas gruesas de conglomerados. Afloramientos de ésta misma secuencia han sido observados en la confluencia del río San Francisco con el río Ojo de Agua.

Sato (1989) mapeó un afloramiento de rocas sedimentarias de color gris verdoso oscuro como pre Carbonífero, tal vez Devónico, en la quebrada de Chita.

Formación Agua Negra (1)

Lutitas, areniscas, conglomerados y calizas

La denominación procede de Polanski (1970) y su localidad tipo se encuentra en la quebrada de Agua

Negra. Su edad fue establecida por Aparicio (1969) como carbonífera superior a pérmica inferior.

Son numerosos los antecedentes que se refieren a los depósitos carboníferos en la quebrada Agua Negra. Achen (1948) mencionó la existencia de plantas fósiles de edad carbonífera superior. Groeber (1951) caracterizó a las sedimentitas aflorantes como esquistos arcillosos que culminan con bancos de cuarcitas. Costas (1967) describió una secuencia carbonífera superior constituida por dos secciones: una inferior masiva, gris oscura, formada por subgrauvacas con limoarcilitas y limolitas con estratificación cruzada y ondulitas; y una superior estratificada y de colores más claros, con alternancias de psamitas y limoarcilitas. Aparicio (1969) citó un yacimiento nuevo de vegetales en la quebrada de Agua Negra (*Rhacopteris ovata*, *Gondwanidium platianium*) y un yacimiento de invertebrados marinos, (*Cancrinella* sp., *Orthoceras* sp.) con una edad carbonífera superior a pérmica inferior. González (1976) consideró la secuencia sedimentaria neopaleozoica de carácter continental en términos generales, con una ingresión marina en la base. Gutiérrez (1983) realizó perfiles en las quebradas Áspera y de la Tranquita de Abajo, ambas tributarias de la quebrada de Agua Negra, próximas al puesto de Gendarmería, describiendo una predominancia de litología fina con areniscas subordinadas.

Reconoce siete facies y las atribuye a un ambiente mixto y de transición, litoral clástico. La secuencia se inicia con un ambiente marino litoral que gradualmente pasa a depósitos continentales de origen fluvial. La edad de la secuencia, según ese autor, es carbonífera superior, sin descartar que pase al Pérmico inferior. Gabaldón *et al.* (1985) describieron una secuencia de 300 m en las quebradas Áspera y de Agua Negra, formada por ciclos de facies estrato y grano crecientes que por sus estructuras internas corresponderían a ciclos de playa de una plataforma silicoclástica somera, dominada por el oleaje y donde la dinámica mareal sólo a veces ha quedado preservada (Figura 2).

En el cordón de Olivares, quebrada de Las Leñas, Furque (1962) describió una secuencia carbonífera sobre la base de similitudes con las sedimentitas de la quebrada de Agua Negra y por la flora fósil hallada, correspondiente al género *Rhacopteris*. En este sector la Formación Agua Negra se apoya discordantemente sobre sedimentitas atribuidas al Devónico.



Figura 2. Ondulitas en capas de la Formación Agua Negra.

Al sur de la quebrada Agua Negra, en el sector comprendido entre las quebradas Bauchaceta y Tocota, Gabaldón *et al.* (1985) concluyeron que este sector es análogo al resto del Carbonífero descrito en la quebrada de Agua Negra, formado por lutitas oscuras y areniscas de grano medio a fino. Estas conclusiones se basan en el estudio de detalle de 150 m de perfil en la quebrada de Bauchaceta y 60 m en la quebrada de Tocota.

Limeres (1985) realizó perfiles columnares de las sedimentitas carboníferas en la quebrada de Bauchaceta. Reconoció tres facies que se repiten varias veces a lo largo de los 175 m levantados. La facies A corresponde a un paleoambiente de laguna costera, la facies B a barras arenosas y la facies C a canales, que forman parte del ambiente lagunar.

En el sector más al norte de la hoja, Quartino y Zardini (1967) mencionaron la presencia de fangolitas y areniscas de colores grises a negros bien estratificados, como rocas de caja de los intrusivos variscos, en la quebrada de Conconta y al norte de ésta. Spikerman (1967) atribuyó un origen lagunar a deltaico a las sedimentitas aflorantes en la quebrada de Los Puentes, basado en el hallazgo de fósiles de agua dulce (pelecípodos) y ciertas estructuras primarias. Nawratil (1983) realizó dos perfiles de detalle, ubicados en la quebrada de Arrequintín y del Kilómetro 94, donde diferenció doce facies sedimentarias sobre la base de los caracteres litológicos, estructuras sedimentarias y contenido paleontológico. De esta manera concluyó que el ambiente de sedimentación de la Formación Agua Negra es un medio de transición, litoral clástico, que pasa gradualmente a depósitos más continentales hacia la parte superior donde se encontraron restos vegetales. Los fósiles hallados le permitieron asignar esta sucesión al Carbonífero superior y Pérmico inferior.

Vitaller (1994) y Charchaflí (1994) describieron rocas similares a las referidas en párrafos anteriores correspondientes a los afloramientos de la Formación Agua Negra en la quebrada de Chita.

Según Rodríguez Fernández *et al.* (1996), en la región de Castaño la serie puede dividirse en dos conjuntos de características diferentes separados por un nivel de conglomerados: un conjunto inferior formado por lutitas, areniscas y microconglomerados que corresponden a depósitos de plataforma terrígena somera que incluyen barras de mar abierto, secuencias progradantes de playa y depósitos de plataforma abierta, entre los que se encuentran niveles depositados por tormentas; y un conjunto superior que incluye en su base areniscas, lutitas y conglomerados, y en su parte superior calizas organizadas en ciclos de llanura de marea con abundantes restos vegetales, representando depósitos de canales distributarios, lóbulos deltaicos y llanuras deltaicas con una disminución de aporte terrígeno hacia arriba.

En el sector más oriental se encuentran las facies más restringidas del Carbonífero, compuesto por arcilicas, paleocanales de areniscas, limolitas laminadas y capas de carbón, depositadas en ambiente de albúfera, atravesadas por canales distributarios. Estos afloramientos se localizan en Las Timbirimbas, margen izquierda del río Castaño.

Las sedimentitas de la Formación Agua Negra, en el contacto con el granito Conconta, están meta-

morfizadas e intruidas por numerosos diques. Son rocas de grano fino y de color negro. Al microscopio presentan textura granoblástica con presencia de cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Se intercalan lentes más ricos de mica blanca (sericita). Estas rocas han sido clasificadas en estudios microscópicos como pizarras moteadas y corneanas cuarzo feldespáticas alteradas.

Los afloramientos de la Formación Agua Negra se extienden en el borde oriental de los cordones de Olivares y de Colangüil. En general su base no aflora. En la región de Castaño yace discordantemente sobre la Formación San Ignacio. La potencia de esta secuencia sedimentaria es estimada en el orden de los 2000 m por Polanski (1970); 2500 m por González (1976) y en 3400 m por Limeres (1985) en la quebrada de Bauchaceta. Los mayores espesores se encuentran en el borde oriental del cordón de Olivares.

La relación de la Formación Agua Negra con las rocas infrayacentes ha sido observada en la región de Castaño Viejo por Rodríguez Fernández *et al.* (1996). La Formación Agua Negra está en discordancia sobre la Formación San Ignacio de edad silúrico-devónica, limitando una laguna estratigráfica que abarcaría la mayor parte del Devónico y el Carbonífero inferior. En la base suele aparecer un ortoconglomerado polimíctico de cantos bien redondeados en el que se destaca la presencia de clastos de rocas metamórficas. El techo de esta unidad está constituido, en la región de Castaño Viejo, por las piroclastitas y vulcanitas del Grupo Choiyoi, de edad permo-triásica.

La Formación Agua Negra se depositó en una cuenca de retroarco (Ramos *et al.*, 1986). El relleno de la cuenca se mantuvo en equilibrio con la subsidencia, predominando en todo su espesor un régimen de aguas someras con influencia del oleaje (Gutiérrez, 1983; Gabaldón *et al.*, 1985).

2.1.2. CARBONÍFERO – PÉRMICO A TRIÁSICO INFERIOR

Rocas ígneas neopaleozoicas - eomesozoicas

Los afloramientos de rocas ígneas neopaleozoicas – eomesozoicas se extienden en el borde oriental de los cordones de Olivares y Colangüil e integran el denominado batolito de Colangüil. Llambías y Malvicini (1966) consideraron, en la Cordillera Frontal, dos áreas de rocas graníticas bien definidas, las cuales ya habían sido determinadas por

Angelelli (1944): a) Área granítica oriental, que se extiende desde 4 km al norte del río Castaño hasta la quebrada de Tocota y b) Área granítica occidental, que se halla desde la cordillera de Olivares hasta más al norte de la quebrada de Conconta.

En términos generales, en los plutones del batolito de Colangüil se observa una zonación centrípeta, con los cuerpos intrusivos de edad más moderna hacia el centro. Está compuesto por tonalitas, granodioritas, granitos y microgranitos rosados (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996). La composición predominante es granodiorítica. Llambías y Sato (1990) establecieron porcentajes del 60,7% de rocas granodioríticas y un 39,3 % de rocas graníticas y sostienen que presentan similitudes con los intrusivos neopaleozoicos de las provincias Cuyano - Norpatagónica. Los cuerpos que componen el batolito de Colangüil, de sur a norte, son los siguientes: plutones Tocota, Chita, Agua Negra, Agua Blanca, Romo y Conconta. Llambías y Sato (1990) diferenciaron también el plutón Los Leones, cuyos afloramientos están localizados en la quebrada de Bauchaceta y en esta hoja han sido mapeados como pertenecientes al plutón Tocota, por razones de escala. Existen otros afloramientos en la zona de La Majadita que no se han volcado en el mapa por lo reducido de sus dimensiones. Los cuerpos plutónicos en general tienen forma alargada en sentido meridiano, con excepción de los cuerpos de Chita y Agua Negra que tienen rumbo NO y del plutón de Agua Blanca que tiene forma irregular. Las dimensiones de los cuerpos van de 4 a 30 km de longitud y 2 a 10 km de ancho.

Los afloramientos del plutón Tocota se extienden desde el río Castaño al sur hasta la quebrada de Bauchaceta al norte. El plutón Chita está localizado en la quebrada homónima, en su curso medio a superior, mientras que en la quebrada de Agua Negra aflora el plutón del mismo nombre. Entre las quebradas La Pancha y Agua Blanca, Castro (1991) ha diferenciado tentativamente las siguientes unidades plutónicas de edad permo-triásica: Granodiorita Romo, Granito Conconta y Granito Agua Blanca. Los afloramientos de rocas ígneas intrusivas se extienden más al norte (fuera de la hoja) en los denominados Granito Los Puentes, Granodiorita Las Pircas y Granodiorita Las Piedritas, entre otros.

Otros afloramientos de rocas granitoides neopaleozoicas se distribuyen próximos al límite con Chile, al oeste del valle de Los Patos Norte (plutón Los Patos). Estos corresponden a la denominada Super-

unidad Ingaguás (Mpodozis y Cornejo, 1988) en el territorio chileno. A su vez, son similares a los intrusivos que conforman el batolito de Colangüil.

Las rocas ígneas del batolito de Colangüil intruyen a las sedimentitas carboníferas. En la quebrada de Romo, según Llambías et al. (1990), la base sedimentaria del Grupo Choiyoi está intruida por un plutón de granodiorita perteneciente a la Granodiorita Las Piedritas. En la quebrada de Chita se observa una relación discordante del Grupo Choiyoi con rocas graníticas neopaleozoicas. El plutón Los Patos intruye rocas volcánicas del Grupo Choiyoi.

La edad del batolito de Colangüil, según dataciones Rb/Sr realizadas por Linares y Llambías (1974), Sato y Kawashita (1988) y Shaw *et al.* (1990), está comprendida entre los 264 y 247 Ma.

Son numerosos los diques relacionados con los granitoides del batolito de Colangüil. Los espesores varían entre centímetros y más de 50 m, predominando espesores métricos. El rumbo predominante es N-S con buzamiento subvertical. Se extienden hasta 20 km de longitud. En general son pórfidos graníticos y riolíticos. En menor proporción se encuentran pórfidos andesíticos y dioríticos.

Granitoides Tocota (2)

Tonalitas, granitos, granodioritas y microgranitos

El plutón más meridional del batolito de Colangüil es el plutón Tocota. Según Rodríguez Fernández *et al.* (1996), representa un plutón plurifacial y plurintrusivo alargado en dirección N-S y constituido por tres grupos litológicos diferentes. Estos corresponden a tres pulsos intrusivos sucesivos, que a grandes rasgos confieren al conjunto batolítico una zonación irregular centrípeta, con las facies más básicas y cronológicamente más antiguas ocupando las partes externas. En función de las relaciones de intrusión, se pueden diferenciar, de más antigua a más moderna, las siguientes unidades plutónicas: Tonalita del Leoncito, Granito de la Fragüita y Microgranitos rosados, además de un conjunto de diques y filones relacionados. Todos los grupos litológicos presentan como rasgos comunes la ausencia casi absoluta de fábricas deformativas penetrativas, estando solo afectados por las fallas andinas, hecho que sugiere que sus emplazamientos tuvieron lugar en condiciones permitidas, al final de la orogénesis Gondwánica (Fase Sanrafaélica) bajo un régimen de deformación postorogénico extensional.

La **Tonalita del Leoncito** es un conjunto de dioritas, granodioritas y tonalitas que constituyen las rocas más antiguas del batolito y se disponen en las periferias del mismo. Presentan procesos de alteración (propilítica y potásica generalmente) y en todos los casos intruyen con carácter neto a las rocas sedimentarias de la Formación Agua Negra. La presencia de enclaves más básicos sugiere procesos de mezcla imperfecta de magmas y un carácter híbrido de los líquidos a partir de los cuales cristalizaron estas rocas.

El **Granito de la Fragüita** intruye en las rocas de la Tonalita del Leoncito en contacto con las cuales presenta un borde de enfriamiento de 100 a 150 m de espesor. También presenta enclaves microgranulos semejantes a los descritos en el caso anterior.

Los **Microgranitos rosados** son un conjunto de cuerpos de geometría lacólica, de dimensiones variables (entre 10 m a más de 1 km) y diques que intruyen a las rocas descritas anteriormente y a las sedimentitas paleozoicas. Son rocas de grano muy fino, color rosado, con menos del 5 % de melanocratos y abundancia de cavidades miarolíticas rellenas de turmalina, cuarzo y feldespato. Los rasgos descritos representan un magma residual muy diferenciado y saturado en agua.

La edad de las rocas que conforman el plutón Tocota ha sido establecida por Linares y Llambías (1974) en la quebrada de Tocota en 283 ± 15 Ma. Una datación K/Ar realizada por el INGEIS durante el levantamiento de la hoja Castaño Viejo en el Granito de la Fragüita arrojó una edad de 299 ± 10 Ma.

Granitoides Los Patos (3)

Granitos y granodioritas

Los afloramientos de granitoides que afloran en el cordón del límite, al O del valle de Los Patos Norte, son la continuidad en el territorio argentino de las unidades Los Carricitos (Nasi *et al.*, 1985) y El León (Mpodozis y Cornejo, 1988) en el territorio chileno, integrantes de la Superunidad Ingaguás. La Unidad Los Carricitos es un conjunto de granodioritas leucocráticas de biotita, de grano medio y color gris claro. Posee escasos xenolitos e inclusiones básicas. La Unidad El León constituye un grupo homogéneo de monzogranitos y sienogranitos leucocráticos de grano medio y colores rosados. La Unidad Los Carricitos es más antigua que la Unidad El León (200 ± 10 y 192 ± 11 Ma, respectivamente).

Granodiorita Romo (5)

Granodioritas

La Granodiorita Romo aflora en el tramo central de la quebrada homónima y al oeste del Granito Conconta, ocupando una extensión de más de 14 km². Es una granodiorita gris rosado a verdosa compuesta por un 28% de cuarzo, 49% de feldespato potásico y biotita, hornblenda y piroxeno en menor proporción. Contiene inclusiones más básicas que según Quartino y Zardini (1967) se interpretan como autolitos o inclusiones comagmáticas en estados anteriores a la diferenciación. Está intruida por diques ácidos y básicos pertenecientes al sistema del Granito Conconta.

La edad de la Granodiorita Romo, según dataciones por Rb/Sr en roca total-biotita, efectuadas por Shaw *et al.* (1990) ha sido determinada en 264 Ma.

Granito Conconta (6)

Granitos

La denominación Granito Conconta fue dada por Quartino y Zardini (1967) para el granito que aflora en la quebrada homónima, cubriendo un área de unos 40 km² al este de la Granodiorita Romo (Figura 3).

Castro (1991) diferenció texturalmente dos facies: una de grano mediano a grueso (2 a 6 mm) y otra microgranítica (0,9 mm). La primera está caracterizada por rocas rosadas parcialmente rojizas y amarillentas con textura hipidiomorfa y compuesta por cuarzo (30%), feldespato potásico (40%), plagioclasas (24%) y biotita (6%). Los individuos de cuarzo son subidiomorfos con microfracturas rellenas por moscovita y óxidos de hierro. La facies microgranítica constituye las rocas de grano fino que afloran en forma de fajas dentro del granito. La textura es granular alotriomorfa, con cuarzo anhedral (35%), feldespato potásico micropertítico (48%), plagioclasas (4%) y biotita (3 %).

El Granito Conconta está intruido por un enjambre de diques de composición ácida, que por ser considerados comagmáticos se describen con esta unidad. Están representados por pórfidos graníticos y riolíticos, riolitas y dacitas. Además, conjuntamente con ellos se intruyeron diques básicos a intermedios compuestos por pórfidos andesíticos.

El Granito Conconta intruye a la Granodiorita Romo. Este dato está confirmado por las dataciones absolutas por el método Rb/Sr para el Granito Los Puentes (homólogo al Granito Conconta) de 257 - 249 Ma efectuadas por Shaw *et al.* (1990).



Figura 3. Afloramientos de granitos del Plutón Conconta intruyendo sedimentitas de la Formación Agua Negra. Al fondo, vulcanitas del Grupo Choiyoi.

Granito Chita (7a)

Granitos

El plutón granítico de Chita forma parte del ciclo magmático neopaleozoico que corresponde al extremo sur del batolito de Colangüil en la Cordillera Frontal (Llambías *et al.*, 1987). Según Sato (1987), es un cuerpo ovalado en planta, de aproximadamente 9 km de largo por 4 km de ancho, que intruye a sedimentitas carboníferas plegadas de la Formación Agua Negra. Las rocas en general presentan textura granosa mediana a gruesa y su composición es esencialmente granítica, con cuarzo, ortosa perfitica, plagioclasa ácida, escasa biotita, fluorita y circón. A través de todo el cuerpo son abundantes las cavidades miarolíticas, tanto a nivel microscópico como macroscópico, llegando en algunos casos a medir hasta varias decenas de cm de diámetro. En su interior hay crecimiento pegmatoides de cuarzo, feldespato potásico y menor cantidad de fluorita y escaso epidoto.

Según estudios de inclusiones fluidas realizadas por Sato (1987), el stock granítico de Chita se ha intruido a una profundidad de 1,3 km. La edad del plutón Chita es de 247 Ma, según Sato y Kawashita (1988).

Granito Agua Negra (7b)

Granitos y granodioritas

Quartino y Zardini (1967) describieron los afloramientos del batolito de Colangüil en la quebrada de Agua Negra como correspondientes a dos tipos litológicos distintos: una granodiorita hornblendo-biotítica y un granito con biotita rico en ortosa.

Según Costas (1967), el plutón granodiorítico de Agua Negra está constituido predominantemente por granodioritas anfibólico-biotíticas, con granitos y leucogranitos subordinados. La abundancia de miarolas indica cristalización a baja profundidad. Un cuerpo de riodacitas se señala como intrusivo pregranítico, ya que presenta metamorfismo térmico en el contacto con la granodiorita.

La granodiorita posee xenolitos y diques intruidos en el plutón (aplitas y microgranitos)

El plutón Agua Negra tiene forma alargada con orientación NO. Aflora en una extensión de 4 km por 2 km de ancho. Intruye a las sedimentitas de la Formación Agua Negra.

No se han efectuado dataciones de las rocas de este plutón. Las facies granodioríticas serían correlacionables con la Granodiorita Las Piedritas (Sato

et al., 1990) mientras que las facies graníticas, dadas sus condiciones superficiales, corresponderían a los granitos de Chita y Agua Blanca.

Granito Agua Blanca (7c)

Granitos

El Granito Agua Blanca aflora en ambas márgenes del curso superior de la quebrada de Agua Blanca. Según Castro (1991), son rocas de color blanco grisáceo a rosado amarillento. Presentan textura granular hipidiomórfica mediana a fina (1 a 3 mm). Están compuestas por cuarzo subidiomorfo (40%), feldespato potásico micropertítico (36%) y oligoclasa (19%) con maclas polisintéticas y leves alteraciones arcillosas en la parte central. Como accesorios se encuentran biotita y moscovita según biotita (5%).

En el Granito Agua Blanca se disponen subhorizontalmente diques aplíticos y micrograníticos. Sato y Kawashita (1988) obtuvieron una edad de 247 Ma para el plutón de la quebrada de Chita, que es equivalente al plutón Agua Blanca dentro de la evolución del batolito de Colangüil (Llambías *et al.*, 1987).

Granito San Francisco (7d)

Granitos

El Granito San Francisco aflora en ambas márgenes del río San Francisco, a unos 30 km al norte de su confluencia con el río Atutia para formar el río Castaño. El cuerpo aflorante tiene unos 4 km en sentido norte – sur y unos 2 km en dirección este – oeste. Está intruido en la Formación Agua Negra y en la Formación La Chilca (Grupo Choiyoi). Debido a las dificultades de acceso no se conoce la composición del cuerpo intrusivo. Las características observadas en las imágenes satelitales y en las fotografías aéreas permiten inferir similitudes con otros granitos del batolito de Colangüil.

2.1.3. PÉRMICO - TRIÁSICO

GRUPO CHOIYOI (4)

Conglomerados, areniscas, pelitas, aglomerados, ignimbritas andesíticas a dacíticas, basaltos, andesitas, tobas

En la región de Castaño y en el borde oriental de los cordones de Olivares y de Colangüil afloran volcanitas del Grupo Choiyoi (Yrigoyen, 1972). Los

antecedentes más antiguos referentes a la existencia de pórfidos cuarcíferos en Cordillera Frontal se remontan a Stelzner (1885). Groeber (1918) denominó Serie Porfírica Supratriásica a este conjunto, al que luego modificó por el de Choiyoiense (Groeber, 1946, 1947). Esta unidad fue denominada Formación Choiyoi por Rolleri y Criado Roque (1969).

Al oeste del valle de Los Patos Norte afloran vulcanitas que en el territorio chileno se asignaron a la Formación Pastos Blancos (Thiele, 1964) de edad permotriásica, equivalentes al Grupo Choiyoi.

En el ámbito de la Hoja Castaño Viejo, Rodríguez Fernández *et al.* (1996) definieron al Grupo Choiyoi como un conjunto volcanosedimentario situado entre discordancias, que ocupa la base de la secuencia extensional. Dentro de este grupo separaron tres formaciones: Castaño, La Chilca y Las Pircas.

En la región del río Castaño se han mapeado las distintas unidades del Grupo Choiyoi, mientras que hacia el norte se ha representado el Grupo Choiyoi en forma indiferenciada.

Los depósitos del Grupo Choiyoi se han desarrollado en un régimen extensional de tipo *rifting*. Los bloques elevados se encuentran al este y norte, donde los espesores son menores (área del plutón Tocota). Al oeste los espesores aumentan hasta 2500 y 3000 metros.

Determinaciones por Rb/Sr de las ignimbritas andesíticas y diques asociados se alinean en una isocrona de 256 ± 6 Ma (Shaw *et al.*, 1990). Dataciones K/Ar realizadas en rocas de la Formación La Chilca, cerca del contacto con el Grupo Melchor, dieron $243,8 \pm 5$ Ma y $234,6 \pm 4,5$ Ma. (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996). Es decir que la edad del Grupo Choiyoi es pérmica inferior a triásica superior. Rocas volcánicas aflorantes en las cabeceras del arroyo Agua Negra han sido datadas por la empresa que tuvo a cargo la ejecución de la hoja geológica a escala 1:100.000, 3169-2, Paso de Agua Negra. Una de las dataciones dio 315 ± 15 Ma y otra 287 ± 15 Ma, es decir edad carbonífera a pérmica inferior.

El espesor total de la unidad es estimado en 4500 a 5000 metros.

Sato y Llambías (1993) consideraron a las rocas del Grupo Choiyoi como equivalentes efusivos de las del batolito de Colangüil, sobre la base de consideraciones geoquímicas y edad. Rodríguez Fernández *et al.* (1996) estimaron que las unidades ígneas y volcánicas referidas son equivalentes. El Grupo Choiyoi se habría depositado en el

hemigraben de Castaño, mientras se producía la intrusión de las rocas plutónicas del batolito de Colangüil en el *horst* de las Tranquitas, a pocos kilómetros de la superficie.

Según Llambías *et al.* (1990) en el cordón de Colangüil el Grupo Choiyoi está integrado por dos secciones: una inferior sedimentaria y una sección superior constituida predominantemente por ignimbritas andesíticas a dacíticas. El pasaje entre ambas secciones es transicional. En general, la sección inferior falta, asentándose las ignimbritas en forma discordante sobre las unidades más antiguas. La sección sedimentaria tiene sus mejores afloramientos entre las quebradas de Mondaca y Conconta. El espesor en estas localidades es de 200 m, mientras que en la quebrada de Romo es de 300 m. La secuencia se inicia con un conglomerado, en parte brechoso, altamente resistente a la erosión, constituido por clastos de hasta 20 cm de diámetro y mátrix arenosa.

Los clastos están compuestos por areniscas, andesitas y cuarzo lechoso y son subredondeados a subangulosos. Le suceden areniscas cuarzo feldespáticas de grano mediano a grueso hasta sabulíticos, grises claras, que contienen intercalaciones conglomerádicas similares a las descritas. En ella se han hallado restos de vegetales muy mal conservados. Localmente contienen intercalaciones de bancos pelíticos oscuros. Hacia arriba pasan a aglomerados volcánicos con abundantes clastos de andesitas alteradas. Esta zona de transición hacia los mantos ignimbríticos andesíticos es del orden de los 100 m e indica el comienzo de la fase eruptiva. La sección inferior sedimentaria también aflora en el arroyo de Chita, se trata de un conglomerado petromíctico compuesto por clastos de rocas volcánicas, plutónicas (granitos) y sedimentarias. La sección superior, la más extensa y de mayor espesor, está constituida principalmente por ignimbritas andesíticas a dacíticas. Predominan los aglomerados en los niveles inferiores. Se han medido hasta 400 m en la quebrada de Colangüil. Son de color gris verdoso oscuro. Están compuestas por cristales de plagioclasa y anfíboles (escaso piroxeno) y están frecuentemente propilitizadas. En la quebrada de Mondaca se observan intercalaciones de potentes capas de basaltos con disyunción columnar, andesitas con alteración propilitica y silicificación y tobas cristalinas líticas andesíticas. La sección inferior es equivalente a la Formación Castaño, mientras que la parte superior se corresponde con la Formación La Chilca.

Formación Castaño (4a)

Areniscas, limolitas, ignimbritas, calizas.

Constituye la parte basal del Grupo Choiyoi y se apoya discordantemente sobre las unidades del Ciclo Gondwánico. La base está constituida por ortoconglomerados polimícticos, a veces heterométricos, con clastos silíceos y carbonatados, plutónicos y más raramente volcánicos, en general redondeados, excepto los clastos calcáreos. Hay aglomerados, tobas y rocas volcánicas de naturaleza andesítica interestratificados. Se menciona la presencia de conglomerados con olistolitos de calizas de la Formación Agua Negra, a veces intercalados con rocas volcanosedimentarias y volcánicas localizados en la quebrada de Las Leñas. En la parte media de la unidad predominan las areniscas y las limonitas con componentes volcánicos, así como rocas volcanosedimentarias y volcánicas (aglomerados, tobas e ignimbritas) y cuerpos de andesitas predominantemente y en menor proporción riolacitas y dacitas. La parte superior contiene calizas negras laminadas con abundantes nódulos de chert, en bancos de hasta 16 m, intercaladas entre vulcanitas. Este sector ha sido diferenciado como Miembro Manrique en la hoja Castaño Viejo (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996).

Formación La Chilca (4b)

Andesitas, basaltos, dacitas, riolacitas, riolitas, tobas, aglomerados

Está constituida por andesitas piroxénicas de aspecto masivo, entre las que se intercalan niveles estratiformes de basaltos, andesitas, dacitas y más raramente riolacitas y riolitas que se hacen más frecuentes en la parte superior, en donde se agregan tobas y aglomerados.

Formación Las Pircas (4c)

Pórfidos dacíticos, dacitas, riolitas, riolacitas, ignimbritas, aglomerados, tobas

La Formación Las Pircas fue denominada originalmente como Intrusivo Las Pircas y descripta como una roca subvolcánica. Furque (1962) describió un cuerpo hipabisal (*stock*) marginado por los ríos Las Leñas al este, Ojos de Agua al oeste y San Francisco al sur y que en su límite norte es cubierto por las efusiones andesíticas más recientes de la cordillera de Olivares. Los componentes principales de este cuerpo son los pórfidos dacíticos y daci-

tas. Esta descripción corresponde a los afloramientos del intrusivo Las Pircas. Minera TEA (1968) denominó a este cuerpo intrusivo Stock Dacítico de las Niñas Muertas.

La formación está constituida por una alternancia de coladas de riolitas y riolacitas, ignimbritas, aglomerados y tobas de la misma naturaleza. Esta unidad puede correlacionarse con la Formación El Palque (Caballé, 1986). El afloramiento más importante se localiza a cotas superiores a 3700 m s.n.m. Se extiende en el borde suroriental del cordón de Olivares con un espesor de 1500 m (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996). En el cordón de Colangüil se destaca un importante afloramiento de riolitas en el cerro Pata de Indio, que correspondería a esta unidad.

Según Costas (1967), el conjunto eruptivo aflorante en la quebrada de Agua Negra está constituido por mantos de composición predominantemente riolacítica y riolítica, intruidos en parte por algunos cuerpos volcánicos de similar petrografía. Los mantos inclinan con ángulos variables, en general hasta unos 30° hacia el sudeste.

2.1.4. JURÁSICO

Granodiorita de Las Vizcachas (8)

Granodioritas

Definida por Minera TEA (1968), la Granodiorita de Las Vizcachas es un cuerpo ígneo elongado en sentido norte - sur constituido predominantemente por plagioclasa, biotita, cuarzo, con menor presencia de anfíbol y feldespatos potásico. El tamaño del grano es mediano a grueso, con facies de tamaño de grano más fino, de composición tonalítica. Presenta enclaves microgranudos de composición más básica. Está intruida por diques de composición basáltica, dacítica y riolacítica. Intruye a depósitos del Grupo Choiyoi y es cubierta en forma discordante por depósitos terciarios del Grupo Melchor. Una datación K/Ar obtenida en el INGEIS ha proporcionado una edad de 200 ± 7 Ma (Jurásico inferior). Representan un evento magmático más reciente que el de los granitos y granodioritas del batolito de Colangüil (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996). Aflora en el río Atutía, al oeste de la desembocadura del arroyo Guanaquero. Se extiende a lo largo de las quebradas de Los Avestruces y Las Vizcachas. Hacia el norte sus afloramientos se distribuyen en forma aislada hasta el río San Francisco.

2.1.5. TERCIARIO

En forma discordante sobre las unidades descriptas se desarrolla una serie sinorogénica de rocas volcánicas, sedimentarias y volcanosedimentarias. En el sector sur de la hoja la integran las formaciones Vizcachas y Olivares y el Grupo Melchor, separadas entre sí por discordancias menores, mientras que en el sector norte (Valle del Cura) está compuesta por las formaciones Doña Ana y Cerro de Las Tórtolas, separadas también por discordancia.

Formación Doña Ana (9)

Ignimbritas y tobas riolíticas y dacíticas

La Formación Doña Ana ha sido definida en territorio chileno, en la cordillera de Doña Ana (Maksaev *et al.*, 1984). Se reconocen dos miembros, uno inferior: Miembro Tilito y uno superior: Miembro Escabroso. En el territorio argentino aflora solamente el miembro inferior, compuesto por ignimbritas y tobas riolíticas y dacíticas. Los afloramientos se distribuyen al sur del paso de Agua Negra, en la cordillera de Olivares y en el valle del Cura. La Formación Doña Ana aflora en el curso inferior del arroyo de las Cabeceras del Valle del Cura y en los arroyos Carmen Sur y Carmen Norte, cerca de la confluencia con el valle. La potencia de esta unidad es de unos 1.000 m en el paso de Agua Negra.

La Formación Doña Ana se dispone en forma discordante sobre las vulcanitas del Grupo Choiyoi y es cubierta también discordantemente por la Formación Cerro de Las Tórtolas.

Sobre la base de numerosas dataciones realizadas en territorio chileno, la edad de la Formación Doña Ana se sitúa entre 27 y 18,9 Ma, es decir entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior.

Intrusivos terciarios (10)

Andesitas, dacitas y riolacitas

Afloramientos de rocas subvolcánicas andesíticas terciarias se localizan entre los arroyos Tocota y Espota. Al sur de Tocota, Leveratto (1976) describió una dacita lamprobolítica gris pardusca, rosada. Esta roca fue datada mediante el método K/Ar y dio una edad de $18,3 \pm 2,5$ Ma, correspondiente al Mioceno inferior. Otros cuerpos andesíticos y riolacíticos pequeños se localizan en el arroyo de Chita. Afloramientos en el borde oriental del

cordón de Olivares (arroyo de Chita) han sido clasificados como andesitas. Son rocas de textura porfírica con abundantes cristales de plagioclasa y mafitos en una matriz felsítica. El cuarzo es escaso, con estructura de engolfamiento; el mafito es hornblenda transformada en biotita parda cloritizada. Todos los fenocristales poseen bordes de reacción con la pasta. Presenta abundantes idiomorfos de sección cúbica en la pasta.

Relacionados con la zona de alteración de La Poposa y estructuras de caldera, existen algunos afloramientos de andesitas y riolacitas.

Al oeste del valle de Los Patos, en el límite con Chile, afloran pequeños cuerpos de edad terciaria que en la Hoja Pisco de Elqui (Chile) han sido denominados como Unidad Infiernillo (Maksaev *et al.*, 1984). Se trata de pequeños stocks en su mayoría pórfidos andesíticos y dioritas cuaríferas de grano fino. Mediante el método K/Ar se han datado diferentes rocas de esta unidad en el territorio chileno obteniéndose resultados que van desde $16,0 \pm 2$ Ma a $17,7 \pm 0,7$ Ma (Mioceno inferior).

Formación Cerro de Las Tórtolas (11)

Lavas andesíticas a dacíticas, tobas, aglomerados e ignimbritas

La Formación Cerro de Las Tórtolas fue definida por Maksaev *et al.* (1984). Es una secuencia de volcanitas andesíticas que sobreyacen en forma discordante a la Formación Doña Ana y unidades más antiguas. En la Hoja Rodeo, la Formación Cerro de Las Tórtolas aflora en las cabeceras del valle del Cura. Los afloramientos de esta formación se localizan en los cerros Carmen y Paso de Las Lagunitas, próximos al volcán Tórtolas. Está integrada por lavas andesíticas a dacíticas color gris oscuro con niveles piroclásticos proximales, brechas volcánicas y tobas más distales. Estas rocas están afectadas por alteración hidrotermal (Figura 4). La secuencia comprende en total unos 1500 m de espesor.

La edad de la Formación Cerro de Las Tórtolas es miocena inferior a media, dado que dataciones realizadas en el territorio chileno varían entre 16,6 y 11 Ma. Ramos *et al.* (1987) efectuaron una datación K/Ar (roca total) en una muestra del cerro de Las Tórtolas, obteniendo una edad de $12,8 \pm 0,4$ Ma, lo que corrobora la edad asignada anteriormente.

En principio, la Formación Cerro de Las Tórtolas se correlaciona con el denominado Grupo Melchor en la región del río Castaño.

Formación Vizcachas (12a)

Andesitas, tobas, aglomerados.

Descrita por Caballé (1986) y en principio asignada al Grupo Choiyoi, la Formación Vizcachas se sitúa en forma discordante sobre la mencionada unidad. Está constituida por andesitas piroxénicas de aspecto masivo, formando coladas, con algunos niveles tobáceos estratificados y aglomerados que predominan hacia el techo (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996). Alcanza espesores de 300 y 400 metros. Sus afloramientos son pequeños y están distribuidos entre la sierra de Castaño y el arroyo Los Avestruces. En cuanto a la edad, Rodríguez Fernández *et al.* (1996), basándose en que está afectada únicamente por la tectónica Ándica y en fuerte discordancia sobre el Grupo Choiyoi, sostienen que su edad es terciaria y que se podría correlacionar con el Miembro Escabroso de la Formación Doña Ana (Maksaev *et al.*, 1984) asignada al Oligoceno superior - Mioceno inferior.

Grupo Melchor (12, 13, 14)

Basaltos, andesitas, dacitas y riolitas. Tobas, lapillitas, ignimbritas, conglomerados, areniscas, calizas

En el área abarcada en la Hoja Castaño Viejo y el sector adyacente al oeste, zona que comprende la

cuenca del río Atutia hasta el valle de Los Patos Norte, afloran unos 1500 a 2000 m de tobas, aglomerados y volcanitas de colores rojos a blancos, con coladas de riolitas intercaladas, que han sido denominadas Grupo Melchor por Rodríguez Fernández *et al.* (1996).

El Grupo Melchor se compone litológicamente de una parte basal de carácter netamente volcánico, que en la Hoja Castaño Viejo ha sido denominada Formación Puntas Negras, y de una parte superior sedimentaria denominada Formación Río Mondaca.

Entre las volcanitas se diferenciaron basaltos, andesitas, dacitas y riolitas, tobas basandesíticas, tobas andesíticas y riodacíticas, lapillitas e ignimbritas.

La Formación Río Mondaca está compuesta por conglomerados y areniscas de color rojizo con intercalaciones de algunos niveles de calizas lacustres que han sido depositadas en ambientes de abanicos subaéreos. Posee una potencia de 800 metros.

Minera TEA (1968) definió dos unidades de edad terciaria para la zona de la Alta Cordillera que serían equivalentes al Grupo Melchor: a) Serie Volcánica (riolitas, dacitas y andesitas) y b) Formación de las Brechas y Conglomerados. En la Serie Volcánica predominan las coladas riolíticas y andesíticas que se intercalan entre las tobas, brechas y conglo-



Figura 4. Volcán Cerro de las Tórtolas. Zonas de alteración hidrotermal en la Formación Cerro de las Tórtolas, correspondientes al Proyecto Carmen.

merados. Los afloramientos de esta unidad han sido observados al oeste del río San Francisco y en las cabeceras del arroyo Chita. También mencionan afloramientos de éste ciclo efusivo en la zona baja del valle de Iglesia y en el Alto de La Crucecita. La Formación Brechas y Conglomerados aflora en la quebrada de Las Cortaderas (río San Francisco) en donde se dispone en mantos que inclinan unos 30° al sureste. Esta serie presenta filones capa de basaltos intercalados. Hacia el norte de la quebrada de Las Cortaderas resulta el elemento litológico más importante y ocupa normalmente los dos tercios superiores de las serranías y cordones que bordean las quebradas más profundas, como las de los arroyos de la quebrada de Olivares, Ojos de Agua, San Lorenzo y San Francisco Viejo. Casi siempre se presentan infrayaciendo a los basaltos del Grupo Olivares. Los afloramientos se extienden hasta desaparecer en el curso inferior del arroyo Ojos de Agua, siendo reemplazados en el área sureste por el stock dacítico de las Niñas Muertas (Formación Las Pircas) y por la cubierta de los basaltos del Grupo Olivares.

El Grupo Melchor se sitúa discordante sobre el Grupo Choiyoi y levemente discordante sobre la Formación Vizcachas. Una datación realizada en la Hoja Castaño Viejo en una muestra situada en la parte medio alta de esta unidad reveló una edad K/Ar de $15,6 \pm 1,29$ Ma. Es decir que la edad se extiende desde el Mioceno inferior hasta el Mioceno medio.

Hacia el norte los afloramientos terciarios se extienden en la región de Valle del Cura, donde han sido diferenciados como Formación Doña Ana y Formación Cerro de Las Tórtolas.

Grupo Olivares (15)

Basaltos, andesitas, tobas, brechas, aglomerados, dacitas

Esta unidad fue descrita en las nacientes del arroyo de Chita por Bastías (1991), quien mencionó secuencias volcanosedimentarias que integró al Grupo Olivares (Minera TEA, 1968; Aparicio, 1984, enmend. Bastías, 1991). Minera TEA (1968) denominó Formación Basáltica de Olivares a la serie volcánica del Terciario superior descrita en éste ítem.

Los afloramientos alcanzan su máxima expresión en el macizo de Olivares, extendiéndose hasta el arroyo del Agua Negra por el norte, hasta la cordillera de Lucho por el sur. El espesor es de alrededor de 1000 metros.

En el Grupo Olivares se han diferenciado las formaciones Poposa, Barrancas de Olivares y Volcancitos (Bastías, 1991). La Formación Poposa está representada por lavas de composición andesítica que afloran en la quebrada homónima. La posición de estas volcánitas es subhorizontal y tienen unos 200 m de espesor. La Formación Barrancas de Olivares está integrada por coladas andesíticas grises, mantos tobáceos estratificados de color verde claro, brechas volcánicas con clastos de andesitas y aglomerados volcánicos. El perfil de esta unidad fue descrito por Charchaflí (1994) en las nacientes de los arroyos de Chita (500 m) y Tocota (250 m). La Formación Volcancitos está constituida por andesitas verdosas que integran los cerros de mayor altura, como Puntudo, Ismael y Volcán de los Porteños. Estas unidades presentan variaciones faciales locales, por lo que están asociadas a las efusiones de los aparatos volcánicos próximos.

Al oeste de la región de Castaño Viejo, el Grupo Olivares se sitúa en forma discordante sobre todas las unidades anteriores. Está constituido por un conjunto volcanosedimentario de basaltos andesíticos organizados en coladas masivas, subhorizontales, con un horizonte de aglomerados volcánicos en la base, intruido por numerosos cuerpos dacíticos a riódacíticos, con una potencia de 300 metros.

En el cordón de Olivares, el Grupo Olivares yace en forma discordante sobre las unidades más antiguas (Formación Agua Negra, Grupo Choiyoi, Intrusivo Las Pircas y Grupo Melchor).

La edad del Grupo Olivares se ha interpretado que debe corresponder al intervalo entre el Mioceno medio y el Plioceno (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996).

2.1.6. TERCIARIO- CUATERNARIO

Formación La Puentequilla (16)

Conglomerados, areniscas y lutitas

Sobre el Grupo Olivares se dispone, en forma subhorizontal concordante, una serie sedimentaria de 600 m de potencia, constituida por cuatro secuencias grano y estratocrecientes, formadas por conglomerados, areniscas y lutitas, a la que se ha individualizado como Formación La Puentequilla (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996). Cada secuencia está constituida por una parte basal de conglomerados heterométricos polimícticos poco consolidados y hacia el techo pasa a areniscas y limolitas con clastos dispersos. Litológicamente, los conglomerados poseen clastos de rocas graníticas pro-

cedentes de las formaciones infrayacentes. Se carece de datos precisos sobre la edad de estos depósitos. Sólo se puede adelantar que de acuerdo a sus relaciones estratigráficas corresponderían al Plioceno- Pleistoceno.

2.1.7. CUATERNARIO

Formación Tudcum (17) y Depósitos aluviales modernos (18)

Ambas unidades son descriptas con el resto de las formaciones cuaternarias al final del capítulo Estratigrafía.

2.2. PRECORDILLERA

La Hoja 3169 I, Rodeo comprende afloramientos de la unidad morfoestructural denominada Precordillera (Bodenbender, 1902). Esta unidad se divide a su vez en Precordillera Oriental, definida por Ortiz y Zambrano (1981), Precordillera Central y Precordillera Occidental (Rolleri y Baldis, 1967; Baldis y Chebli, 1969 y Baldis, 1975). Los afloramientos en el ámbito de la hoja corresponden a la Precordillera Occidental.

2.2.1. ORDOVÍCICO

Los afloramientos de sedimentitas ordovícicas se localizan en los principales cordones montañosos de Precordillera Occidental que comprenden el sector este de la Hoja Rodeo: sierras de Las Invernadas, del Tigre y Negra, cordón del Coronel, cerro Negro de Iglesia, Altos del Colorado y cerro Cuesta del Viento. También han sido asignadas al Ordovícico las pelitas que afloran en la sierra de La Crucecita, teniendo en cuenta que están intruidas por diques de basalto y que contienen cuerpos lenticulares máficos concordantes, de la misma manera que la Formación Yerba Loca, y a la espera de datos más resolutivos. Otra alternativa es la correlación de estos afloramientos con la Formación Ramadita, del Grupo Chinguillos, de edad devónica.

ORDOVÍCICO INFERIOR

Formación San Juan (19)

Calizas

La Formación San Juan (Kobayashi, 1937, enmend. Amos, 1954) está integrada por calizas y

dolomías de color gris claro a gris oscuro en bancos estratificados de 0,1 a 4 m de potencia, con presencia de nódulos de pedernal estratificados en algunos casos. Se depositó en ambiente marino poco profundo, de plataforma. El contenido fosilífero es abundante, sobretodo en los niveles superiores. La asociación fosilífera corresponde a la Zona *Proetiella tellecheai*. En los niveles inferiores se destacan *Maclurites avellanadaes*, *Orthis* sp, *Orthis caligramma* y *Proetiella tellecheai*. El espesor es de 400 metros. No se conoce la base de esta formación. Los afloramientos de la Formación San Juan se localizan en el flanco oriental de la sierra de La Invernada. En la base la relación es por falla inversa con la Formación Punta Negra, mientras que su techo es discordante con la Formación Corralito. Los afloramientos en la hoja Rodeo son los más occidentales de esta unidad calcárea, más extendida en las Precordilleras Central y Oriental.

ORDOVÍCICO MEDIO – SUPERIOR

Formaciones La Invernada y Yerba Loca (20)

Formación La Invernada (20)

Cuarcitas, lutitas, areniscas, calizas, conglomerados.

La Formación La Invernada fue denominada por Furque (1983). Su nombre proviene de la sierra de La Invernada. Sus relaciones de base y techo son desconocidas, dado sus contactos por falla. El perfil tipo fue realizado en la quebrada del cerro Bayo, en donde se midió una potencia de 1200 metros. Furque (1983) reconoció cuatro miembros. Los inferiores están compuestos por alternancias de cuarcitas, subgrauvacas y filitas de color verde claro grano y estratocrecientes. El miembro cuarcítico medio contiene un banco de conglomerados en su techo, con clastos de calizas grises de la Formación San Juan. El miembro superior consiste en una alternancia de cuarcitas y calizas en estratos crecientes, que van de 5 cm hasta 1,5 m. En los niveles superiores se trata de una caliza conglomerádica. Están intruidas por cuerpos filonianos basálticos que han metamorfozido a las sedimentitas calcáreas en sus contactos. Se ha constatado la presencia de piritita en las calizas del miembro superior. La presencia de conglomerados con clastos de calizas de la Formación San Juan permite inferir que la Formación La Invernada es posterior, estableciéndose así un límite inferior. Por otro lado, los miembros de la Formación La Invernada están

afectados por una actividad magmática similar a la que intruye a la Formación Yerba Loca. Esto nos daría el límite superior. Así, se puede establecer la edad de la Formación La Invernada como Caradociano *sensu lato*, sobre la base de que sus características son similares a las de la Formación Yerba Loca, datada por contener restos de graptofauna, y considerando que posee una posición inferior a aquella (Furque 1983). Furque y Caballé (1985), al analizar la geología del cerro Bayo de La Invernada, le dieron a la Formación La Invernada una edad caradociana temprana, sobre la base de descripciones litológicas. Posteriormente, el hallazgo de graptolites del Ordovícico confirmó la edad de esta unidad, lo cual determinó un nuevo ordenamiento estratigráfico (Furque y Caballé, 1988). Furque *et al.* (1990) dieron a conocer una graptofauna del Llandeillano-Caradociano, correspondiente a niveles fosilíferos en la quebrada Vallecito, que luego fueron corroborados por nuevos hallazgos fosilíferos (Caballé *et al.*, 1992).

Las características litofaciales de las sedimentitas ordovícicas de la sierra de La Invernada fueron analizadas por Banchig (1995), quién identificó cinco litofacias a lo largo de toda la sierra: conglomerados, areniscas, lutitas y areniscas finas, carbonatos y brechas carbonáticas, correspondientes a una sedimentación asociada a sistemas de abanicos submarinos cuyo mecanismo sedimentario fueron las corrientes de turbidez (Banchig, 1995, 1996).

Formación Yerba Loca (20)

Lutitas, areniscas, conglomerados, basaltos, pillow lavas

La Formación Yerba Loca fue creada por Furque (1963) para designar un conjunto de sedimentitas marinas, desde conglomerados a lutitas, asignadas al Ordovícico. La localidad tipo se halla en la sierra que le da nombre, en el norte de la Precordillera Occidental. Si bien originalmente los cuerpos de rocas básicas intercalados o que intruyen a estas sedimentitas no fueron incluidos en esta formación, desde la interpretación de Borrello (1968, 1969) de su carácter ofiolítico, son consideradas como parte de la misma.

Esta unidad se extiende en la sierra del Tigre, cerro Alto del Colorado, cordón del Coronel, cerro Negro de Iglesia y en Cuesta del Viento (Furque, 1983).

Furque (1983) describió en el cordón del Coronel, un perfil de 500 m de espesor, cuya base comienza con subgrauvacas grises a verdosas, luego le siguen areniscas cuarcíticas intercaladas con lutitas laminadas, mientras que un último banco está constituido por lutitas pizarrosas, cuarcíticas. Este termina interrumpido por falla en el borde occidental de dicho cordón.

En la sierra del Tigre se distingue un conjunto que comienza con lutitas blancas a grises claro, laminadas, afectadas por la intrusión de cuerpos ígneos básicos, que en el contacto forman rocas corneanas (Figura 5). Su espesor es de aproximadamente 150 metros. Luego siguen areniscas finas compactas a subgrauvacas que alternan con bancos delgados de lutitas, constituyendo un espesor de 300 metros. Suprayaciendo a éstas afloran areniscas cuarcíticas finas, intruidas por numerosos diques y filones capa de lavas almohadilladas conformando un total de 250 m de espesor. La secuencia termina con lutitas gris claro a oscuro, laminadas, que se caracterizan por poseer niveles de lavas almohadilladas. Su espesor es de 200 metros. Sus contactos, tanto superior como inferior, son por falla, por lo que se desconoce su techo y base.

El ambiente de sedimentación es marino de mediana a baja energía. Según Furque (1982), las sedimentitas de las formaciones La Invernada y Yerba Loca corresponden a un paleoambiente marino de zona sublitoral distal de una región epibatial. Los niveles conglomerádicos son manifestaciones episódicas de un proceso de resedimentación producto de breves oscilaciones de la cuenca sedimentaria. Se pueden contar cinco ciclos constituidos por una sucesión de wackes, conglomerados, wackes y pelitas, que comienzan con una sucesión grano creciente y terminan con una decreciente.

Blasco y Ramos (1976) dieron a conocer una localidad fosilífera de la Formación Yerba Loca en las cercanías de Cuesta del Viento, donde se ha hallado una fauna de graptolites (*Nemagraptus gracilis*) que indicarían edad caradociana inferior.

Beresi (1990) incluyó a la Formación Yerba Loca en el segundo ciclo de sedimentación ordovícica, denominado ciclo clástico del Llanvirniano al Caradociano basal, constituido por una secuencia turbidítica de alta densidad, muy diluida y sedimentación pelágica que corresponde a los sectores más distales de la cuenca. Está asociada a volcanismo submarino y afectada por un metamorfismo dinámico. El paleoambiente corresponde a talud y cuenca profunda (Pereyra, 1989).



Figura 5. Rocas metamorizadas de la Formación Yerba Loca en la sierra Negra.

Basaltos, pillow lavas, gabros, rocas ultrabásicas (20a)

Los cuerpos basálticos concordantes se hacen más frecuentes y más potentes hacia el techo de la Formación Yerba Loca, donde también se intercalan cuerpos de pillow lavas y basaltos columnares (Cuesta del Viento). En los lugares donde estos cuerpos básicos dominan sobre las sedimentitas se les ha mapeado como una unidad diferenciada (20a). Esencialmente existen dos cuerpos importantes: uno en la zona de Cuesta del Viento (Figura 6) y el otro en el extremo norte de la sierra del Tigre.

En los trabajos de Stappenbeck (1910) y Keidel (1922) sobre la Precordillera de San Juan y Mendoza se cita la presencia de rocas máficas y ultramáficas que afloran en la Precordillera Occidental. Borrello (1968, 1969) destacó el carácter ofiolítico de estas rocas. Furque (1979) describió estas unidades y Cortelezzi *et al.* (1982) realizaron el estudio petrológico de las mismas, en tanto que Kay *et al.* (1984) destacaron su carácter oceánico. Haller y Ramos (1984) las consideraron como ofiolitas, en función de sus características litológicas y estructurales.

El espesor de éstos cuerpos varía de 50 cm hasta 0,60 metros.

En el sector de Cuesta del Viento, Haller y Ramos (1984) describieron una secuencia de 495 m,

inclinada en alto ángulo al oeste, integrada por cuerpos máficos con diques de wehrlita, lavas basálticas con estructuras en almohadilla y lavas de basalto con disyunción columnar e intruidas por filones gábricos de grano fino a grueso de 8 a 15 m de espesor. Las coladas basálticas tienen potencias de 4 a 20 metros. Más al este y separadas por falla observaron una secuencia de grauvacas de grano mediano a grueso de la facies sedimentaria de la Formación Yerba Loca, en la que se emplazan mantos de basalto, filones de gabro y filones concordantes de wehrlita. El conjunto está deformado y plegado con vergencia al oeste (Heim, 1952). En la sierra del Tigre, en el corte del camino del Puntudo, fue descrita una secuencia que de oeste a este comprende coladas basálticas, grauvacas grises oscuras a verdosas con intercalaciones de mantos basálticos, lavas con estructura en almohadillas y cuerpos de gabros concordantes con la estratificación de las grauvacas. Todo este conjunto está inclinándose hacia el oeste y las rocas máficas y ultramáficas fueron interpretadas como pertenecientes a una secuencia ofiolítica (Haller y Ramos, 1984).

Según Cortelezzi *et al.* (1982) y Furque (1983), los afloramientos de basalto son generalmente de geometría tabular, concordantes con las pelitas, psamitas y calizas de las formaciones La Invernada y Yerba Loca, aunque también existen cuerpos dis-



Figura 6. Basaltos columnares en la Formación Yerba Loca en el dique Cuesta del Viento, al este de Rodeo.

cordantes (diques) intruyendo dichas formaciones. Según estos mismos autores, el afloramiento más importante es el localizado en el cerro Bayo (sierra de La Invernada). Es un basalto de color negro a marrón oscuro, con textura porfírica, pasta muy fina, con escasos fenocristales de plagioclasa básica y piroxenos y se encuentra generalmente alterado, propilitizado y serpentinizado. Las plagioclasas están generalmente argilitizadas y carbonatizadas.

También se han observado afloramientos de cuerpos basálticos discordantes en la sierra de La Crucecita. Se trata de diques formados por abundantes plagioclasas y mafitos intercrecidos. Todos los minerales están fuertemente alterados. Las plagioclasas están argilitizadas y carbonatizadas. El mafito aparece totalmente cloritizado y con incipiente carbonatización.

Cuerpos integrados por *pillow lavas* se encuentran en Cuesta del Viento y región central y norte de la sierra del Tigre (Figura 7). El primero es el más importante, habiéndose acumulado por espacio de unos 300 m en sentido norte- sur y de 800 a 1000 m en sentido este – oeste, en tanto que en el extremo norte de la sierra del Tigre se extienden por unos 800 m en la cumbre de dicha sierra, con un ancho aproximado de 100 metros (Cortelezzi *et al.*, 1982).

Se considera que estos derrames submarinos ocurrieron durante la sedimentación de los últimos niveles lutíticos de la formación, con espesores de entre 30 y 50 metros.

Filonés capa de gabros, en general de forma tabular, intruyen rocas de la Formación Yerba Loca (grauvacas y basaltos). El espesor es de 8 a 15 metros. Las rocas de caja se encuentran levemente metamorfizadas (esquistos filoníticos). Se han localizado gabros en la zona de Cuesta del Viento, en la sierra del Tigre y en el cerro Negro de Iglesia. Son rocas plutónicas de textura granuda, con fenocristales de plagioclasa cálcica (andesina casi en el límite con labradorita). Los mafitos están totalmente cloritizados y carbonatizados. Hay abundante carbonatización en las venillas, abundantes opacos idiomorfos y xenomorfos, agregados de cloritas y pequeños agregados de titanitas. Generalmente estas rocas están afectadas por cataclasis.

Por último, se hallan en esta formación cuerpos de rocas ultramáficas, representados por peridotitas y espessartitas. Las primeras son rocas de textura xenomorfa de grano grueso, formadas por olivina totalmente serpentinizada, con escasos remanentes de la misma y cristales de augita fresca, abundantes opacos xenomorfos y abundante titanita, pequeños agregados de talco. Se localizan en la sierra del Tigre y en los Altos del Colorado, intercaladas en las rocas de la Formación Yerba Loca.

Las espessartitas son rocas volcánicas de textura afanítica melanocráticas, compuestas por laminitas de plagioclasa (andesina) y abundantes cristales de augita formando una aparente textura intergranular, con fragmentos de serpentina y algo de biotita pardo verdosa, abundantes opacos xenomorfos, agregados de clorita, abundantes fenocristales de apatita, titanita en grandes masas, en algunos casos se observan agujas de tremolita - actinolita y un mineral intersticial, posiblemente hornblenda basáltica. Afloramientos de estas rocas se encuentran como capas intercaladas entre las rocas basálticas de la parte superior de la Formación Yerba Loca, en los sectores de Cuesta del Viento y la sierra del Tigre.

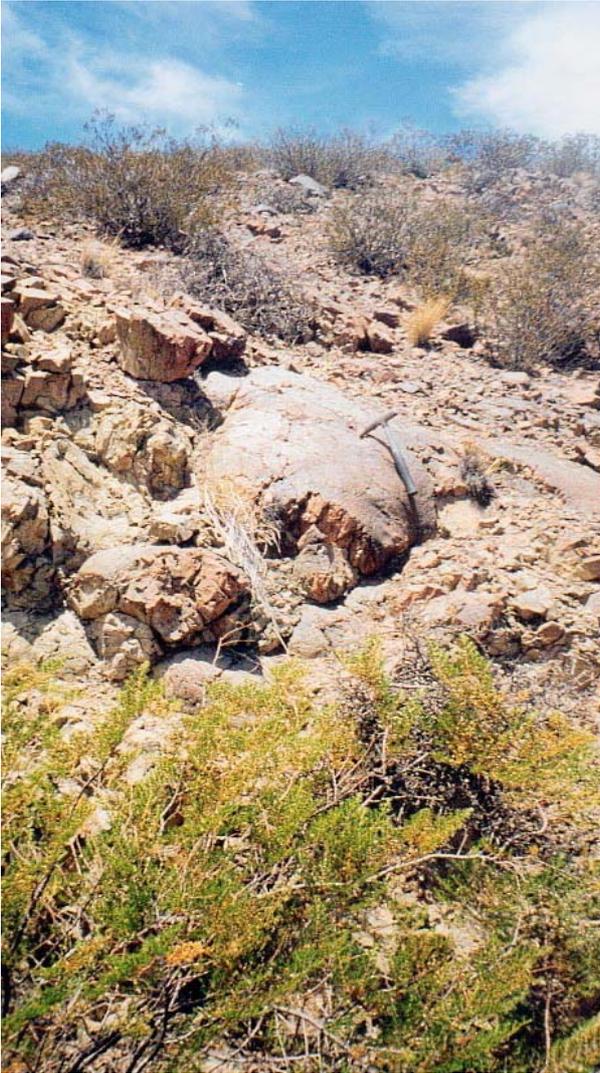


Figura 7. Pillow lavas de la Formación Yerba Loca en la sierra del Tigre.

2.2.2. SILÚRICO - DEVÓNICO

Formación Corralitos (21)

Lutitas, areniscas, brechas carbonáticas, calizas y olistolitos de calizas

La denominación Formación Corralitos fue dada por Furque *et al.* (1990) y asignada al Ordovícico. Banchig (1995) mencionó el primer hallazgo de fauna fósil de edad silúrica para dicha formación. En descripciones de la hoja Ciénaga de Gualilán, Furque (1983) incluyó a las rocas que la integran como un miembro de la Formación Talacasto (Padula *et al.*, 1967). El espesor es de 150 metros. En la hoja, la Formación Corralitos es discordante sobre la Formación San Juan y está cubierta por los depósitos cuaternarios de la Formación Iglesia. En otros sectores de la Precordillera, su relación es transicional

con las formaciones devónicas Talacasto y Punta Negra. Los afloramientos se distribuyen en el flanco oriental de la sierra de La Invernada y hacia el norte en el cordón del Peñón.

Litológicamente, la Formación Corralitos está compuesta por lutitas, areniscas finas a gruesas, brechas carbonáticas y calizas. Particularmente se destaca por la presencia de grandes bloques carbonáticos (olistolitos) cuyas dimensiones superan los 100 m de longitud, con contenidos fosilíferos y características litológicas correspondientes a la Formación San Juan (Figura 8).

En la denominada quebrada de Vallecito, en loma de Los Pozos, Pittaluga *et al.* (1996) describieron seis litofacies correspondientes a un paleoambiente de plataforma y talud: flujos turbidíticos distales, depósitos turbidíticos distales y depósitos más gruesos de canales distributarios, litofacies de brechas carbonáticas compuestas por bloques carbonáticos angulosos inmersos en una matriz silicoclástica, facies de olistolitos y depósitos de desmoronamiento y litofacies de grainstones.

Si bien se hallaron fósiles del Silúrico, la relación de transición con unidades devónicas lleva a darle edad silúrico – devónica a esta unidad.

2.2.3. DEVÓNICO

Formación Punilla (21a)

Cuarcitas, areniscas, lutitas, conglomerados

El nombre de Formación Punilla fue dado por Furque (1963), durante el levantamiento de la Hoja 17b, Guandacol, a las sedimentitas devónicas que conforman la sierra de la Punilla. En el ámbito de la Hoja Rodeo afloran al este de Angualasto, constituyendo un cordón que se extiende desde el cerro Negro hacia el norte. Los límites occidental y oriental están constituidos por fallas, de modo que no se conocen la base ni el techo de la unidad.

La Formación Punilla está constituida por cuarcitas y areniscas finas compactas de color gris, bien estratificadas, en bancos no superiores a un metro. Estas cuarcitas alternan con lutitas de color gris negruzco, portadoras de restos vegetales mal conservados. Se intercalan capas de conglomerados gruesos con clastos de cuarcitas (Furque, 1963).

Baldis y Sarudianski (1975) interpretaron que las unidades del Devónico en las sierras del Volcán y La Punilla se formaron en un flanco de plataforma abierta móvil, cerca de la línea de costa. La presen-



Figura 8. Olistolito constituido por calizas de la Formación San Juan, en la Formación Corralitos. Cordón del Peñón.

cia de depósitos turbidíticos asociados a flujos gravitatorios se interpretan como depósitos de abanico distal o la parte externa de abanico medio con procedencia del este (Sessarego, 1988).

En las capas superiores del conjunto, en afloramientos de las quebradas Los Acerillos, Vega Chica, Carrizalito y Quebrada Larga, en la Hoja 17b, se han reconocido ejemplares de *Haplostigma* sp., *Hostimella* sp., *Ateroxilon* sp. y *Adiantites* sp, los cuales han sido considerados por Frengüelli (1952) como pertenecientes a un Devónico medio alto, que podría extenderse al Devónico superior. Según Furque (1963), el espesor máximo alcanza 4000 metros. En la Hoja Rodeo se calcula que el espesor de esta unidad es de 500 metros.

Formación Punta Negra (21b)

Lutitas y areniscas

Fue descrita como Complejo de Punta Negra (Braccacini, 1950) y se distribuye ampliamente en la Precordillera sanjuanina. Está constituida por subgrauvacas y lutitas de color verdoso claro a oscuro, intercaladas con areniscas finas compactas. El ambiente, según González Bonorino (1975), es de abanico submarino. Los afloramientos de la Formación Punta Negra en la Hoja Rodeo están localizados en el flanco oriental de la sierra de La Invernada. Hacia el techo está en contacto por falla inversa con

la Formación San Juan. La Formación Punta Negra es concordante con la Formación Talacasto del Devónico inferior. Esta relación se observa en afloramientos de la Precordillera Central, al este del área de la hoja. Los fósiles encontrados corresponden a *Haplostigma* y *Siplostigma*. El espesor medido es de 1700 metros.

2.2.4. CARBONÍFERO

Grupo Angualasto (22)

Areniscas, limolitas, conglomerados

Las sedimentitas carboníferas que afloran en la zona de Angualasto han recibido distintas denominaciones según diversos autores. Polanski (1970) creó el Grupo Quebrada del Volcán, compuesto por sedimentitas de edad carbonífera inferior, superior y pérmica. Furque (1963) distinguió tres cuencas carboníferas en el levantamiento de la Hoja Guadacol. La cuenca occidental, llamada Malimán, comprende los afloramientos en el área de la Hoja Rodeo. Los depósitos carboníferos de esta cuenca fueron agrupados en la Formación Volcán, constituida por bancos de areniscas y limolitas verde claro a oscuro con restos marinos.

Scalabrini Ortiz (1970) denominó Formación Malimán a la parte inferior de la unidad y Formación Cortaderas a la parte superior.

Limarino y Césari (1992) definieron el Grupo Angualasto, integrando las formaciones Malimán, Cortaderas y El Ratón, esta última aflorante en Calingasta, a efectos de facilitar la cartografía. Consideraron a la Formación Cortaderas esencialmente dentro del Carbonífero inferior, lo que incrementó la importancia de la sedimentación carbonífera, y modificaron las correlaciones estratigráficas. La edad carbonífera inferior de la Formación Cortaderas está corroborada por el hallazgo de una rica asociación palinológica. Con respecto a la discordancia erosiva señalada por Scalabrini Ortiz (1970) entre las formaciones Malimán y Cortaderas, Limarino y Césari (1992) consideraron posible que las variaciones correspondan a cambios faciales antes que a erosión.

La Formación Malimán está compuesta por areniscas y limolitas de color verde claro, areniscas grises y subgrauvacas. Se sitúa en forma discordante sobre la Formación Chavela del Devónico medio a superior y la relación del techo es discordante. Tiene un espesor de 1188 metros.

La Formación Cortaderas constituye un conjunto de 1160 m de sedimentitas agrupadas en tres miembros: el inferior, compuesto por un conglomerado gris verdoso oscuro e interpretado como depósito de piedemonte; el medio, integrado por areniscas gris verdosas con estratificación entrecruzada y limolitas con restos vegetales, depositados en un ambiente fluvial de llanura de inundación; y el superior con limolitas y ortoconglomerados verdosos, que representan depósitos fluviales.

En la quebrada El Carrizal (Figura 9) se observa una secuencia de areniscas finas inclinando 45° al este, de color castaño verdoso, micáceas, con presencia de ondulitas y con intercalaciones de lutitas. Esta secuencia es estrato y grano decreciente y tiene cuerpos lenticulares de grano más grueso intercalados. Por encima, en forma discordante, se apoya un conglomerado máxime sostenido con clastos redondeados y polimícticos. Se destaca la presencia de clastos de cuarzo muy redondeados. Esta serie es grano decreciente y pasa hacia arriba a lutitas negras laminadas. Se interpreta que estas sedimentitas comprenden el miembro de areniscas grises del techo de la Formación Malimán (Scalabrini Ortiz, 1972) y el miembro de conglomerados grises verdoso oscuro, según el mismo autor, que constituiría la base de la Formación Cortaderas.

La edad del Grupo Angualasto es carbonífera inferior, sobre la base de los elementos florísticos y



Figura 9. Contacto entre areniscas y conglomerados del Grupo Angualasto en la quebrada El Carrizal.

faunísticos determinados en la Formación Malimán y en la flora hallada en la Formación Cortaderas, sin descartarse la posibilidad que los depósitos cuspidales de esta última unidad pasen al Carbonífero superior (Limarino y Césari, 1992).

2.2.5. PÉRMICO

Arcosas (23)

Areniscas cuarzo feldespáticas

Estos depósitos se localizan en la margen austral de la sierra de La Crucecita, constituyendo parte del núcleo del anticlinal, infrayaciendo a la Formación El Puntudo. Por su posición estratigráfica se infiere una edad pérmica.

Las rocas están formadas por abundantes clastos subangulosos de cuarzo, feldespato y minerales accesorios. Los feldespatos en su mayoría son potásicos (ortosa y microclino fuertemente argilitizados) y plagioclasas en menor porcentaje, igualmente alteradas. Hay fragmentos líticos de cuarci-

tas y escasos de sedimentitas alteradas y cristales idiomorfos de apatita. El cemento es carbonático, abundante, dispuesto intersticialmente. Se hallan también abundantes opacos xenomorfos de aspecto terroso. Es una arenisca cuarzo feldespática sublítica.

La potencia de los estratos es de 3 a 5 m y el total de la secuencia es de 20 metros.

2.2.6. PÉRMICO - TRIÁSICO

Grupo Choiyoi (4)

Brechas, andesitas, areniscas

Cuerpos de volcanitas del Grupo Choiyoi afloran en Precordillera. Se trata de una brecha andesítica y sedimentos fluviales con intercalaciones de mantos andesíticos que yacen en forma discordante sobre las pelitas asignadas al Ordovícico, en el borde suroccidental de la sierra de La Crucecita. Más hacia el sur, en el borde de la hoja se distinguen otros afloramientos del Grupo Choiyoi repetidos por fallas.

Estos asomos se correlacionan con los extensos afloramientos de la Cordillera Frontal. En la Precordillera se correlacionan con las sedimentitas continentales triásicas.

Intrusivos riolíticos (4d)

Riolitas y dacitas

Pequeños afloramientos de cuerpos intrusivos que no se pueden representar a la escala de la hoja afloran en la quebrada El Carrizal. Se trata de un conjunto de apófisis riolíticos a dacíticos de reducidas dimensiones. La datación de un cuerpo aflorante ubicado en la quebrada El Volcán, realizada por el método Ar/K sobre roca total arrojó una edad de 261 ± 22 Ma, que permite ubicarlo en el rango comprendido entre el Pérmico inferior y el Triásico medio (Rubinstein, 1992). Esta unidad está vinculada con los yacimientos uraníferos y auríferos de la quebrada El Carrizal.

Rocas de color rosado claro, que han sido clasificadas como dacitas y riolitas, afloran en la sierra de La Crucecita, como diques o stocks pequeños intruyendo lutitas verdes que han sido asignadas tentativamente al Ordovícico. Diques riolíticos y traquíticos intruyen a las filitas del Ordovícico en la sierra Negra. También existen afloramientos de riolitas en las proximidades de la localidad de Buena Esperanza, Angualasto, intruyendo rocas devónicas y carboníferas.

Estos cuerpos riolíticos son rocas de textura porfírica formadas por fenocristales de feldespato, cuarzo y mafitos alterados. El feldespato es en su mayoría ortosa. La matriz es plagioclásica subfluidal a microfelsítica con marcada argilitización.

2.2.7. TRIÁSICO

Formación El Puntudo (24)

Conglomerados, brechas, areniscas, calcilitas, arcilitas calcáreas, piroclastitas, calizas, limolitas

Se ha denominado Formación El Puntudo a la secuencia aflorante en el extremo sureste de la sierra de La Crucecita, compuesta por sedimentitas continentales que fueron atribuidas al Triásico por Baraldo *et al.* (1990), teniendo en cuenta aspectos litológicos y relaciones estratigráficas. La secuencia se inicia con un potente banco conglomerádico clasto sostén, con bloques de hasta 70 cm de diámetro, en general subredondeados a redondeados. El color es generalmente pardo violáceo. En cuanto a su composición predominan rocas ígneas y areniscas en menor proporción. Esta secuencia es granodecreciente y se intercalan cuerpos lenticulares de brechas con clastos subangulosos de cuarzo pobremente clasificados, con gran diferencia en su granulometría, y en menor porcentaje feldespatos subangulosos y fragmentos de rocas volcánicas alterados. La mátrix es arcillosa ferruginosa, con rasgos de fluidalidad.

La secuencia continúa con areniscas y conglomerados fluviales de color amarillento, con estratificación entrecruzada, paleocauces e intercalaciones de arcilitas y arcilitas calcáreas. En la parte media de la serie se intercalan capas de caliza formadas por carbonato micro a criptocristalino con algo de material arcilloso. Se observan cuerpos ovoides de carbonatos y pequeños fragmentos de cuarzo. Los bancos de caliza se intercalan con capas de limolitas y arcilitas de color pardo rojizo y con lentes de grano más grueso y estratificación cruzada. En la parte superior se observa una sección más estratificada, en la que se intercalan areniscas finas, arcilitas, limolitas y calizas con capas de poco espesor de material piroclástico (Figura 10).

El ambiente de depositación es continental fluvial en las secciones inferior y media, y lacustre hacia los términos superiores de la secuencia.

El espesor de la serie es de 280 metros. La relación estratigráfica es, en la base, discordante con rocas posiblemente pérmicas y en el techo, discordante con un conglomerado de edad terciaria.

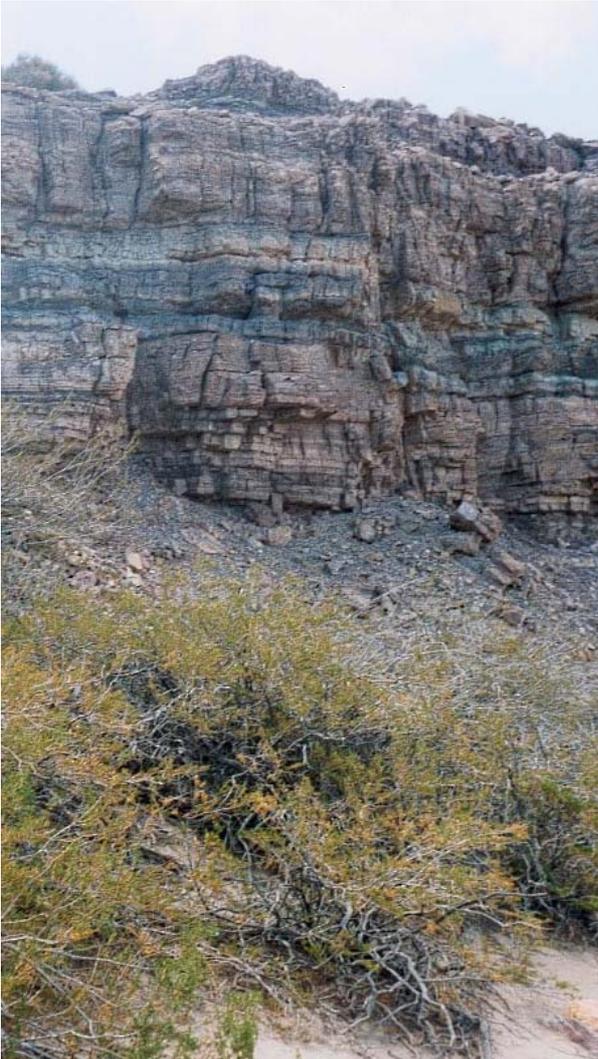


Figura 10. Arcillitas y arcillitas calcáreas de la parte superior de la Formación El Puntudo, en la sierra de la Crucecita.

En función de las características de los materiales que integran el conglomerado y de su posición estratigráfica se la correlaciona con el Grupo Choiyoi. Según la imagen satelital, el color que posee el afloramiento es idéntico al de las rocas del Grupo Rincón Blanco de edad Triásico superior que afloran en la Precordillera Occidental, en el departamento Calingasta.

2.2.8. Terciario

2.2.8.1. Paleógeno

Conglomerados y areniscas fluviales (25)

Conglomerados, areniscas y areniscas conglomerádicas

Se reconoce en la zona de la quebrada El Puntudo un conglomerado compuesto por clastos redondea-

dos de composición ígnea proveniente de Cordillera Frontal, que pasa gradualmente a areniscas rojas fluviales. El espesor total de esta secuencia es de 180 metros y se apoya discordantemente sobre las sedimentitas de la Formación El Puntudo, mientras que la relación en el techo es en contacto por falla inversa con rocas paleozoicas.

Teniendo en cuenta la fuerte inclinación de los estratos, la composición que indica un aporte netamente predominante de Cordillera Frontal y las diferencias con los otros depósitos terciarios miocenos con abundantes aporte de material volcánico, se asigna tentativamente estos afloramientos al Paleógeno.

La base está integrada por un conglomerado de color gris con clastos redondeados y de tamaño uniforme de rocas plutónicas y volcánicas, clastos de cuarzo blanco de unos 20 cm de diámetro y en menor proporción clastos de areniscas verdosas. La proporción de clastos es mayor que la mátrix. Se intercalan lentes de areniscas. La secuencia es en general grano decreciente.

Siguen hacia arriba areniscas fluviales amarillentas con estratificación cruzada, lentes conglomerádicas, paleocauces, etc. y más arriba areniscas conglomerádicas de color rojo ladrillo con estratificación cruzada y presencia de paleocanales.

2.2.8.2. Neógeno

GRUPO IGLESIA (26)

Conglomerados, areniscas, arcillitas e ignimbritas

Las sedimentitas continentales terciarias de la región fueron denominadas Formación Rodeo por Furque (1963). Posteriormente, Wetten (1975 a y b) definió el Grupo Iglesia para la misma secuencia neógena. Este autor reconoció dos unidades: una inferior denominada Formación Lomas del Campanario y una superior llamada Formación Las Flores. Minera TEA (1968) llamó Formación de Tobas, Brechas y Aglomerados a la Formación Lomas del Campanario, asignándole una edad terciaria superior. Leveratto (1976) realizó dataciones en afloramientos de rocas volcánicas del cerro Negro y Tocota asignándolas al Mioceno inferior a medio.

Johnson *et al.* (1987) describieron la secuencia terciaria entre Cuesta del Viento y Rodeo y efectuaron un estudio cronológico en estas sedimentitas, a partir de los circones extraídos de las tobas. Beer *et al.* (1990) consideraron que la sedimentación cenozoica tuvo lugar en una cuenca de *piggy back*.

Zambrano y Damiani (1992) describieron las unidades del Terciario desde un punto de vista hidrogeológico en la zona de Cuesta del Viento. Jordan *et al.* (1993) realizaron varias dataciones geocronológicas del Terciario. Bercowski (1993) describió las facies piroclásticas del Terciario de Iglesia. Jordan *et al.* (1997) estudiaron las vinculaciones genéticas entre las cuencas miopliocénicas del valle de Iglesia y del valle de Bermejo.

En la Hoja, secciones aflorantes al este y norte de Rodeo y en la sierra Negra fueron mapeadas como Grupo Iglesia *sensu lato*, al no haberse podido discriminar las unidades formacionales que lo integran.

Formación Lomas del Campanario (26a)

Ignimbritas, andesitas, tobas, aglomerados, conglomerados, areniscas

La Formación Lomas del Campanario aflora en las partes bajas del valle de Iglesia, ocupando una faja de 3,5 km. en sentido este - oeste, desde el flanco occidental del cerro Negro de Iglesia en el sur hasta Cuesta del Viento y Angualasto por el norte. Al sur de la localidad de Tocota aflora una secuencia litológica similar, aunque proveniente de centros efusivos diferentes, asignándose a esta unidad (Figura 11).

La Formación Lomas del Campanario, según Wetten (1975 a y b), está compuesta por una facies inferior aglomerádica, constituida por andesitas, da-

cas, tobas y bombas volcánicas de color marrón rojizo, verde grisáceo o gris, y una facies superior conglomerádica, con estratificación cruzada e intercalaciones de diatomitas.

Su espesor es de 950 m y el perfil tipo ha sido reconstruido en Lomas del Campanario. Localmente se observan discontinuidades entre las distintas unidades.

Bercowski (1993) describió las facies piroclásticas del Terciario de Iglesia en tres regiones principales: Cuesta del Viento, Lomas del Campanario e Iglesia

En el sector Lomas del Campanario describió facies de avalancha volcánica de detritos que consiste en un material mal seleccionado, desde cenizas volcánicas hasta grandes bloques, angulosos a muy angulosos, posible producto de la destrucción parcial de un edificio volcánico. Sugirió como un posible centro efusivo el cerro Negro de Iglesia, dada la presencia de depósitos tipo lahar al oeste de dicho cerro, con bloques de 50 a 40 cm y fragmentos líticos volcánicos de 4 a 12 cm, con una disposición caótica; estructura circular del mencionado cerro y la presencia de bombas y bloques a una distancia no mayor de 2 km del centro.

El miembro conglomerádico superior es de carácter poligénico pero con un alto contenido de vulcanitas. Los clastos son de andesitas, grauvacas, filitas, cuarcitas y otros. Constituye una variación fa-



Figura 11. Ignimbritas de la Formación Lomas del Campanario en Tocota.

cial del miembro anterior, con el que en algunos casos se interdigita. También integran esta secuencia areniscas grises claro, tobáceas, gruesas a conglomerádicas, con estratificación entrecruzada, cuyo ambiente es fluvial con aporte piroclástico.

Según Zambrano y Damiani (1992), el miembro conglomerádico inferior de la Formación Las Flores correspondería en realidad al miembro inferior de la Formación Lomas del Campanario y de esta manera la Formación Las Flores quedaría restringida a la secuencia pelítica que Wetten (1975 a y b) denominara miembro superior de la Formación Las Flores. En el mapeo de la Hoja se ha seguido este criterio.

Los depósitos volcanoclásticos de la Formación Lomas del Campanario son asignados al Mioceno por estar relacionados genéticamente con los intrusivos andesíticos aflorantes en el cerro Negro de Iglesia y en Tocota, datados por Leveratto (1976) como de edad miocena inferior a media.

Formación Las Flores (26b)

Arcilitas, limolitas y areniscas

Los depósitos de la Formación Las Flores están distribuidos en la depresión de Villa Nueva hasta la depresión de Angualasto, ocupando la parte central del valle de Iglesia., localizándose desde el oeste del cerro Negro hasta la localidad de Cuesta del Viento y desde el oeste de Pismanta hasta Colangüil. Esta

unidad está constituida por una sucesión de arcilitas, limolitas bien estratificadas en gruesos bancos muy compactos y areniscas finas de tonos rojizos, castaños y amarillos claro, con intercalaciones de yeso laminar (Figura 12).

Johnson *et al.* (1987) describieron la secuencia terciaria que aflora entre Cuesta del Viento y la localidad de Rodeo, dividiéndola en dos partes que reflejan dos ambientes de depositación. La parte inferior se formó en un sistema de ríos proveniente de un centro volcánico. Los depósitos son una combinación de sedimentos fluviales de importantes cursos de agua y tobas (*ash flow*) con clastos de pómez de hasta 4 centímetros. La parte superior se formó en una planicie suave con algunos intervalos lacustres. La secuencia contiene capas de yeso y calizas lacustres.

En las cercanías de Angualasto, Beer *et al.* (1990), Re y Barredo (1993) y Re (1994) describieron secuencias granodecrecientes de 280 m de espesor correspondientes a la Formación Las Flores, compuestas por varios ciclos interrumpidos por otros, con estructuras sedimentarias de corte y relleno, estratificación cruzada en artesa y cruzada planar. Vincularon estos depósitos a un ambiente de planicies arenosas correspondientes a facies distales de abanicos aluviales, con intercalaciones de areniscas y conglomerados correspondientes a flujos canalizados de un sistema de cursos entrelazados



Figura 12. Facies limoarcillosas continentales de la Formación Las Flores.

(*braided*) y pelitas arenosas finas, relacionadas con planicies de inundación. Las intercalaciones de yeso indicarían facies lagunares o de *playa lake*.

Los depósitos de esta unidad están dispuestos en discordancia sobre unidades del Paleozoico y a su vez cubiertos en discordancia angular por sedimentos cuaternarios. Se dispone en forma concordante sobre la Formación Lomas del Campanario. El espesor de la Formación Las Flores se estima en más de 600 metros.

Re y Barredo (1993) y Re (1994) dataron las secuencias de la Formación Las Flores en $11,2 \pm 0,5$ y $8,2 \pm 0,2$ Ma por el método Ar/Ar y establecieron tasas de sedimentación que revelan un incremento paulatino que podría estar relacionado con el ascenso relativo del área de aporte (Beer *et al.*, 1990).

De acuerdo con las dataciones radimétricas, la edad de esta unidad es Mioceno medio a superior.

Intrusivos terciarios (10)

Andesitas y dacitas

Leveratto (1976) describió afloramientos de cuerpos andesíticos y dacíticos en el cerro Negro de Iglesia y próximos al sur de la localidad de Tocota. En el primer lugar el autor mencionado describe las rocas como dacitas hornblendobiotíticas de color gris claro a gris blanquecino, macizas, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo en una pasta andesítica.

En Tocota, Leveratto (1976) describió dos masas dacíticas que son interpretadas como intrusivos por su estructura interna. Se trata de una dacita lamprobolítica, maciza y gris pardusca a rosada. Las muestras obtenidas en distintos afloramientos de ésta unidad han sido clasificadas en general como andesitas. Son rocas compactas de textura porfírica con fenocristales de feldespato blanco lechoso y mafitos aciculares en una matriz afanítica de color gris claro. Los mafitos corresponden a hornblenda pardo verdosa.

Estos cuerpos fueron datados mediante el método K/Ar (Leveratto, 1976) y los resultados arrojaron una edad de 17 ± 5 Ma para los afloramientos del cerro Negro y $18,3 \pm 2,5$ Ma para los cuerpos de Tocota, correspondientes al Mioceno inferior a medio.

2.2.9. CUATERNARIO

Depósitos aluviales antiguos

Wetten (1975 a) describió los sedimentos cuaternarios antiguos del valle de Iglesia, diferencian-

do también los aportes de depósitos provenientes de Cordillera Frontal y Precordillera. En el sector occidental del valle están constituidos por clastos de grauvacas, cuarcitas, granodioritas, etc. El tamaño de los clastos llega a bloques de más de 50 cm de diámetro. Los espesores estimados son de 150 metros. En el sector oriental del valle los depósitos cuaternarios antiguos presentan clastos de calizas, filitas, grauvacas, cuarcitas y pelitas en general. Otra característica del Cuaternario antiguo es que en algunos sectores se encuentra inclinado. Esto se observa en el cerro Negro de Iglesia y en la margen derecha del arroyo Colola, como consecuencia de los movimientos recientes de la falla El Tigre.

Según Rodríguez Fernández *et al.* (1996) los depósitos cuaternarios en la depresión Rodeo - Uspallata tienen un espesor mínimo de 800 m que aumenta hacia el centro de la cuenca. Están constituidos por sedimentos poco consolidados y heterométricos con predominio de las facies gruesas provenientes de la erosión de los relieves cordilleros. A escala pequeña, las secuencias son positivas, típicas de abanicos aluviales áridos con escasa representación de los términos fluviales y una facies de grano más fino.

Formación Tudcum (17)

Conglomerados y litoarenitas

Furque (1979) definió la Formación Tudcum que se distribuye al oeste de los ríos Iglesia y Blanco, cubriendo discordantemente los depósitos del Terciario. Está constituida por conglomerados medianos a finos compactos. Los clastos son mayoritariamente de rocas ígneas, entre las que predominan riolitas, andesitas, granodioritas y otras rocas volcánicas subordinadas a las anteriores, así como rocas sedimentarias del Carbonífero de Cordillera Frontal. Estimó el espesor en 50 metros.

Formación Iglesia (27)

Conglomerados y areniscas

En el sector occidental de la Precordillera se distribuye una unidad denominada Formación Iglesia. Esta unidad difiere substancialmente en su composición con la Formación Tudcum. Está constituida por clastos de rocas sedimentarias provenientes de Precordillera. Son conglomerados gruesos con mátrix arenosa gruesa y fina, con clastos de areniscas y cuarcitas de colores verde claro y amarillentos. El espesor se calculó en 15 metros.

Depósitos lacustres (28)

Limos, arcillas, arenas, diatomitas

Los afloramientos de depósitos cuaternarios de origen lacustre fueron descritos por Wetten (1975 a y b). Se extienden a lo largo del curso de los arroyos Tocota, Iglesia y Colola, desde la localidad de Bella Vista en el sur hasta la confluencia con el río Blanco, y en ambas márgenes del citado río. Son depósitos de granulometría fina (limos, arcillas y arenas finas) de color castaño claro, medianamente compactos y poseen restos de gasterópodos de agua dulce. Esta sucesión alcanza potencias del orden de los 30 metros. En la localidad de Zonda se la puede observar en discordancia sobre la Formación Lomas del Campanario. De su distribución areal se desprende que constituyen un nivel de base transitorio cuando aún no se producía la captura del valle de Iglesia por parte del río Jáchal.

También se describen en esta unidad depósitos de diatomeas que se localizan en mantos subhorizontales que se intercalan con limos, que en algunos sectores cambian de facies arenosa a arcilla compacta. Dichos limos son portadores, en escasa cantidad, de esqueletos opalinos de diatomeas, con presencia de líticos, vidrio volcánico, plagioclasas, hornblenda, biotita, cuarzo y restos de vegetales (Figura 13). El ambiente de formación es lacustre. Estos

depósitos se apoyan discordantemente sobre sedimentitas del Terciario.

Los fósiles, en el sector de la localidad de Zonda, se han determinado como *Cocconeis* sp., *Mastoglia* sp., *Denticula* sp., *Caloneis* sp., *Cyclotella* sp., y *Amphora* sp., mientras que al sur del cerro Negro de Iglesia se han determinado *Denticula* sp. y *Navícula* sp.

El espesor de los mantos de diatomeas es de 10 cm a 5 metros.

Depósitos aluviales modernos (18)

Gravas y arenas

Los depósitos de los ciclos aluviales modernos son producto de la redepositación de los sedimentos anteriores. Ocupan una posición topográfica más baja, formando secuencias de tipo aluvial cuya composición está integrada por clastos de areniscas, gravacas, lutitas y rocas ígneas.

Dentro del área cordillerana aparecen sedimentos similares a los descritos en la depresión Rodeo – Uspallata, aunque ligados a abanicos aluviales de menor extensión.

Otros depósitos cuaternarios son los sedimentos glaciares (morenas) y depósitos coluviales, no representables a la escala de la hoja.

En la Precordillera existen fanglomerados constituidos por clastos de las rocas aflorantes en las



Figura 13. Depósitos lacustres cuaternarios. Cantera de diatomita del yacimiento Cerro de la Luna.

cercanías y algunos niveles lacustres producidos por endicamientos temporarios.

Depósitos de barreal (29)

Limos, arcillas, arenas.

Estos depósitos consisten en limos, arcillas y arenas finas, en parte salinos, depositados en lagunas someras y temporarias. Se hallan ubicados en la parte más baja de la depresión tectónica del valle de Iglesia, constituyendo los niveles de base locales de los cursos efímeros que drenan el piedemonte. Estos depósitos se ubican principalmente en tres sectores: el primero, en la pampa de los Avestruces, al norte de la sierra de la Crucecita; el segundo, estrecho y alargado, constituye probablemente una antigua planicie de inundación del arroyo Iglesia, hoy profundizado varios metros por debajo de este plano; finalmente el tercer depósito se halla sobre la margen derecha del río Blanco, entre la localidad de Angualasto y el cerro Negro, próximo al extremo norte del embalse de Cuesta del Viento.

3. ESTRUCTURA

CORDILLERA FRONTAL

En Cordillera Frontal se reconocen estructuras atribuibles a dos ciclos orogénicos: Gondwánico y Ándico (Ramos, 1988). Ambos ciclos están separados por una etapa extensional.

Las rocas de la Formación San Ignacio pueden haber sido afectadas por la llamada fase Chánica del Ciclo Orogrénico Famatiniano (Ramos et al., 1984, 1986) a finales del Devónico. En el área del río Castaño existe una discordancia entre los depósitos silúrico - devónicos y las sedimentitas carboníferas, que corrobora la existencia de los movimientos tectónicos de la mencionada fase. Sin embargo, la escasez de afloramientos y el hecho que las estructuras hayan sido obliteradas y reutilizadas durante el ciclo Gondwánico, hacen muy difícil su reconocimiento (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996).

Durante el Ciclo Orogrénico Gondwánico se depositó la Formación Agua Negra en una cuenca de retroarco (Ramos *et al.*, 1984). Las estructuras ligadas a este ciclo se produjeron durante la etapa compresiva denominada Fase Sanrafaélica (Ramos, 1988). La deformación producida en esta fase ha sido clasificada como de tipo epidérmico (Rodríguez

Fernández *et al.*, 1996). Se identificaron en el área de la Hoja Castaño Viejo numerosos niveles de sobrecorrimientos y pliegues ligados a dichas superficies. Estas superficies se sitúan preferentemente en la parte baja de la sucesión estratigráfica, es decir en los niveles calcáreos y dolomíticos de la Formación San Ignacio, pasando lateralmente a la Formación Agua Negra. Las estructuras más comunes son las de tipo abanico imbricado o dúplex. Relacionadas con las superficies de corrimientos aparecen numerosas estructuras plegadas, en general a mediana y pequeña escala. La vergencia en general es hacia el E o ESE. El acortamiento en las estructuras menores ha sido estimado por los mencionados autores, siguiendo el método de Hossack (1979), en un 70 %. La deformación gondwánica también se observa en la Formación Agua Negra en los arroyos de Chita, en el borde oriental del cordón de Olivares y en Colangüil. En los depósitos más orientales la estructura está representada por pliegues isoclinales decamétricos a hectométricos. Más al oeste la estructura es compleja. Se manifiesta por pliegues apretados asociados a fracturas, duplexes, sobrecorrimientos y estructuras imbricadas con vergencia al oeste (Figura 14).

El Ciclo Orogrénico Ándico (Ramos, 1988) puede separarse en dos etapas, una extensional que abarca desde el Pérmico superior hasta el Cretácico inferior y otra compresiva que se extiende desde el Cretácico superior hasta la actualidad.

Una vez finalizado el Ciclo Orogrénico Gondwánico se inicia un período extensional (Malumián *et al.*, 1983; Uliana y Biddle, 1987, 1988) durante el cual se intruyeron las rocas ígneas neopaleozoicas del batolito de Colangüil. El proceso extensional se manifiesta por un sistema de fallas normales de trazado rectilíneo agrupadas en bandas de dirección N-S y algunas de dirección NO-SE como zonas de enlace o transferencia de las anteriores, que afectan a la unidad carbonífera y al Grupo Choiyoi. Estas fallas están parcialmente invertidas por la compresión ándica. Aparecen muy verticales en superficie y hunden su labio occidental. Controlan el depósito de los materiales permotriásicos, los que presentan sus mínimos espesores en el sector oriental donde afloran rocas plutónicas neopaleozoicas y la Formación Agua Negra. La migración del proceso extensional hacia el O se corrobora por el desplazamiento de los depocentros en esa misma dirección (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996).

Las estructuras más destacables atribuibles a la fase compresiva del Ciclo Ándico son fallas inver-



Figura 14. Capas de la Formación Agua Negra plegadas por la deformación gondwánica, en el camino a Chile por el paso de Agua Negra.

sas y cabalgamientos. Los pliegues son escasos a escala cartográfica. Las fallas inversas reactivan a la mayor parte de las estructuras extensionales anteriores, si bien se crean fracturas nuevas que cortan a las fallas normales anteriores. Asociados a las fallas inversas aparecen fallas de desgarre con una orientación nornoroeste - sudsudeste. Los pliegues relacionados con la etapa compresiva son escasos y corresponden casi siempre a estructuras de gran radio con elevado ángulo entre flancos.

PRECORDILLERA

La Precordillera fue definida por Bodenbender (1902). Desde 1981 se ha dividido la Precordillera en tres subprovincias: Precordillera Oriental, Central y Occidental. La Precordillera Oriental fue definida por Ortiz y Zambrano (1981) mientras que los nombres de Precordillera Central y Occidental surgieron en varios estudios (Rolleri y Baldis, 1967; Baldis y Chebli, 1969 y Baldis, 1975). El estilo de la deformación de la faja corrida y plegada epidérmica de la Precordillera ha sido descrito por muchos autores (Heim, 1952; Baldis y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981; Baldis *et al.*, 1982; Zambrano, 1985; von Gosen, 1992). Se caracteriza por una estructura imbricada con fallas de rumbo

norte sur y vergencia hacia el este. La migración hacia el este de la deformación fue interpretada por Johnson *et al.* (1986); Jordan *et al.* (1988) y Beer y Jordan (1989), entre otros.

En el área de la hoja se extiende parte de la denominada Precordillera Occidental que comprende, en la provincia de San Juan, a las sierras de La Punilla, Volcán, Negra de Iglesia, Tigre, Tontal y de los Naranjos y cerros, lomadas y cerrilladas del flanco oriental de los valles de los ríos Blanco, Iglesia, Calingasta y Barreal.

En las unidades del Paleozoico inferior se observan plegamientos de 1°, 2° y 3° orden, grandes pliegues complejos de hasta varios kilómetros de longitud de onda y en algunos casos plegamientos isoclinales con rupturas de planos axiales. La gran diferencia de la deformación entre los depósitos del Paleozoico inferior con respecto a los del Carbonífero ha motivado la hipótesis de una deformación Acádica como origen de la Precordillera (Amos y Rolleri, 1965).

Las secuencias sedimentarias del Ordovícico aflorantes en las sierras del Tigre, de La Invernada y Negra representan el límite oeste de una plataforma carbonática extensa identificada en la Precordillera Central y Oriental. Este límite está representado por facies de talud asociadas a rocas

máficas y ultramáficas (Borrello, 1969). Los análisis geoquímicos y petrográficos de estas rocas revelan afinidades volcánicas (Kay et al., 1984) que han sido interpretadas como una secuencia ofiolítica (Haller y Ramos, 1984). A dichas rocas máficas se las incorpora en la fase Oclóyica y Chánica (Ramos *et al.*, 1984, 1986).

La Precordillera debe su actual estructura a los movimientos del Ciclo Ándico. Se caracteriza por el fallamiento de carácter inverso y formación de pliegues, conformando una estructura imbricada cuyos lineamientos principales se extienden en dirección N-S. Fallas secundarias transversales y oblicuas se vinculan a la estructura principal.

El sistema de fallamiento del Tigre, definido por Bastías *et al.* (1985), se extiende aproximadamente por 800 km en forma paralela al borde continental, a 300 km hacia el este de la trinchera de subducción. El sistema muestra evidencias geomorfológicas de desplazamiento lateral derecho en gran parte de su recorrido. El sistema comprende, además de la falla del Tigre, la denominada falla Cántaro de Oro en el flanco oriental de la sierra de la Crucecita y las fallas de La Punilla y La Bolsa al norte de la hoja Rodeo. Entre el río Jáchal y el río San Juan la neotectónica afecta el

piekemonte occidental de la sierra Negra y la sierra del Tigre. Numerosos autores han realizado mediciones en fallas correspondientes al sistema El Tigre: Bastías *et al.* (1984), Bastías (1985), Bastías (1989), Bastías y Bastías (1987) y Whitney y Bastías (1984). Durante el levantamiento de la hoja Rodeo se han observado efectos de neotectónica en depósitos cuaternarios y terciarios, además de los mencionados, en el flanco oriental de la sierra Negra y del cerro Cuesta del Viento (Figura 15). La falla del Tigre pone en contacto la Formación Lomas del Campanario sobre la Formación Las Flores al norte del cerro Negro de Iglesia. Depósitos cuaternarios lacustres que contienen diatomeas (28) fosilizan esta fractura. Al sur del cerro Negro de Iglesia, la tectónica también afecta a los depósitos de diatomeas inclinándolos al S.

Según Bastías *et al.* (1990), las edades de los abanicos aluviales más antiguos afectados no superarían los 200.000 años.

4. GEOMORFOLOGÍA

En el ámbito de la hoja se distinguen tres regiones que son diferentes en sus características



Figura 15. Evidencias de neotectónica en Precordillera. Discordancia entre depósitos cuaternarios y arcilitas miocenas de la Formación Las Flores.

geomorfológicas: Precordillera, Valle de Iglesia y Cordillera Frontal.

El relieve de la Precordillera se caracteriza por la presencia de cordones montañosos de rumbo N-S, con alturas de hasta 4.500 m s.n.m. Principalmente la forma se debe al fallamiento inverso de rumbo N-S predominante, que ha afectado a las sedimentitas paleozoicas durante los movimientos ándicos.

Los ríos en la región precordillerana tienen valles en V, que hacia el oeste (sector comprendido en la hoja) pierden su forma haciéndose más amplios con una mayor cantidad de sedimentos que tapizan sus quebradas. Estos ríos actualmente no poseen el caudal necesario para formar los abanicos aluviales extensos que se observan en los valles al este de la Precordillera, por lo que se infiere que se formaron en los últimos periodos glaciales (Uliarte *et al.*, 1990).

En la bajada oriental del valle de Iglesia se observan importantes superficies de pavimento del desierto. Las variaciones de temperatura son importantes, particularmente en las zonas altas donde se observan fenómenos de crioclastismo.

El valle de Iglesia constituye una depresión que se extiende hacia el S en el valle de Calingasta y llega hasta la provincia de Mendoza con el valle de Uspallata. Es una depresión intermontana cuyas alturas promedio están en el orden de los 2.500 m s.n.m. El límite oriental está dado por la Precordillera, con cordones que tienen alturas promedio de 3.500 m s.n.m. y el límite occidental por la Cordillera Frontal, con alturas de 4.500 a 5.000 m s.n.m. Las formas predominantes del relieve son las grandes bajadas pedemontanas. Las de mayor extensión son las originadas en el borde de la Cordillera Frontal con anchos que llegan a los 40 km. Se trata de grandes paleoabanicos que se habrían formado en el último periodo postglaciar (Uliarte *et al.*, 1990).

Puigdomenech *et al.* (1997) describieron un glacis occidental en el piedemonte oriental de la Cordillera Frontal y un glacis oriental elaborado en el piedemonte occidental de la Precordillera, conformado por un glacis superior y uno principal. El glacis occidental presenta formas de abanicos aluviales de gran extensión intensamente disectados en la parte N del valle, mientras que en la región comprendida entre los arroyos Colangüil y Agua Negra se desarrolla en una superficie extensa regularmente inclinada constituida por gravas, arenas y limos. Existen fallas longitudinales que intersectan la parte media del glacis y provocan un resalto en el relieve. Al sur

del arroyo de Agua Negra existe una extensa superficie que desciende formando una planicie suave con un drenaje poco desarrollado, propio de un escurrimiento mantiforme. La parte más deprimida, que constituye el nivel de base de la región, está recorrida por los ríos Iglesia y Blanco, principales colectores del valle, que forman el río Jáchal. En el arroyo Iglesia se observa un nivel de terrazas muy débil, mientras que en el río Blanco se han elaborado dos niveles de terrazas.

En la zona de Cuesta del Viento existen niveles de depósitos arcillosos que indican el endicamiento del valle. En los depósitos lacustres terciarios y cuaternarios se han desarrollado formas de *bad lands*. Estos se localizan principalmente en las zonas de Angualasto, Rodeo, Iglesia y Bella Vista.

Los efectos de la neotectónica han producido resaltos topográficos, algunos de ellos acompañados por la surgencia de aguas termales (Pismanta, Rosales).

La Cordillera Frontal está constituida por cordones montañosos con alturas entre 3.000 y 6.000 m s.n.m. disectados por valles profundos controlados por fracturas. Las geoformas son resultantes del modelado glaciar, volcánico, fluvial, periglacial y eólico. En las cumbres que superan los 5.000 m s.n.m. existen glaciares, como en el cordón de Olivares. Estos glaciares están actualmente en retroceso. Se destacan formas erosivas tales como valles en U, valles colgados, circos, artesas, horn, espolones truncados, lagos en rosario, etc.; y formas de acumulación como morenas frontales, terminales y de retroceso. En algunos sectores se superpone el ciclo fluvial juvenil sobre las geoformas glaciares (Uliarte *et al.*, 1990).

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Precordillera comenzó en el Cámbrico inferior con depósitos continuos de rocas carbonáticas en una plataforma estable que perduró hasta el Ordovícico medio. Esta plataforma se extendía al este de la Hoja Rodeo. Las sedimentitas de las formaciones La Invernada y Yerba Loca constituyen depósitos del segundo ciclo sedimentario ordovícico (Beresi, 1990). Este ciclo se interpreta como la respuesta a un episodio de descenso relativo del nivel del mar. La discordancia existente entre las rocas del primero y segundo ciclo ordovícico corresponde a la fase Guandacol del Ciclo Orogrénico Famatiniano.

Las lavas almohadilladas, diques, filones e intrusivos ordovícicos han sido considerados por Ramos *et al.* (1984) producto de corteza oceánica obductada, asociada al cierre de una cuenca oceánica, cuyo resultado final es la acreción de Chilenia a Sudamérica.

En el Ordovícico (Llanvirniano a Caradociano) se registraron diversas fases compresivas en el borde oriental de la Precordillera, relacionadas con una incipiente estructuración de la sierra de Zonda y/o la reactivación del lineamiento Valle Fértil (Baldis, 1975). Corresponden a distintas fases de los movimientos Oclóyicos.

En el sector occidental de la Precordillera, el Devónico está representado por facies continentales (Furque, 1963) con depositación torrencial y restos de plantas en la Formación Punilla, lo cual marca un cambio con respecto a las facies de talud que las anteceden.

Los depósitos devónicos fueron intensamente fallados y plegados en diversos sectores de la Precordillera, llevando a la formación de un elemento estructural positivo: la Protoprecordillera, así reconocida por Amos y Roller (1965) y Roller y Baldis (1967). Esta deformación es atribuida a la Fase Chánica del Ciclo Orogénico Famatiniano.

La Fase Chánica podría haber afectado a los materiales más antiguos aflorantes en Cordillera Frontal (Formación San Ignacio) aunque los afloramientos de esta unidad son escasos y posiblemente las estructuras de esta edad han sido obliteradas por ciclos posteriores (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996).

Durante el Neopaleozoico se desarrolló en el sector de Precordillera Occidental una secuencia fluvial que pasa a sistemas deltaicos con intercalaciones de sedimentitas marinas. En este período se depositó la potente secuencia de la Formación Agua Negra en Cordillera Frontal, en una cuenca de retroarco (Ramos *et al.*, 1984). La marcada discordancia entre los depósitos de la Formación Agua Negra, de edad carbonífera a pérmica inferior, con los depósitos del Grupo Choiyoi representaría la Fase Orogénica Sanrafaélica (Ramos, 1985, 1988) del ciclo Gondwánico. Como consecuencia de la Fase Sanrafaélica se produjo un importante engrosamiento cortical, inferido en territorio chileno del estudio de las rocas plutónicas del batolito de Elqui por Mpodozis y Kay (1990). Este engrosamiento fue verificado en el batolito de Colangüil por Llambías y Sato (1990) y Sato y Llambías (1993) como un evento asociado con la Fase Orogénica Sanrafaélica. Para estos autores, los

granitos permotriásicos del batolito de Colangüil serían postorogénicos y la edad de la Fase Sanrafaélica sería de 272 -262 Ma, mientras que para Mpodozis y Kay (1990) sería de alrededor de 250 Ma.

Según Rodríguez Fernández *et al.* (1996), una vez finalizado el ciclo extensional del Ciclo Orogénico Gondwánico y como primera respuesta al engrosamiento cortical producido, comenzó un importante período extensional (Malumian *et al.*, 1983; Uliana y Biddle, 1987, 1988) durante el que se intruyeron las rocas ígneas neopaleozoicas del plutón de Tocota, producto final de dicho engrosamiento. Posteriormente, coincidiendo con el comienzo de una nueva subducción en el margen Pacífico (Rapalini, 1989) este proceso se aceleró dando lugar a un *rifting* que se prolongó hasta el Jurásico inferior y que tuvo su mayor expresión en el Triásico (Ramos y Kay, 1991; Ramos 1992). Luego, durante el resto del Jurásico y el Cretácico inferior aparecieron los primeros depósitos marinos potentes, ligados a una cuenca de intraarco y retroarco (Uyeda, 1983; Ramos, 1988; Mpodozis y Ramos, 1990). El área de depósito, así como el depocentro de los materiales mesozoicos, se fue desplazando hacia el oeste (Cordillera Principal), condicionado por la migración en el mismo sentido del proceso extensional (Uliana y Biddle, 1988), lo que determinó la ausencia en la Cordillera Frontal de depósitos mesozoicos posteriores al Triásico.

A partir del Cretácico superior se inició el engrosamiento de la corteza en la Cordillera de los Andes como consecuencia de la etapa compresiva del Ciclo Ándico. Se desarrolló una cuenca de antepaís en la parte más occidental de la cordillera (Legarreta y Uliana, 1991) que se rellenó con aportes del oeste. El frente orogénico migró hacia el antepaís durante el resto del Cenozoico (Polanski, 1964). Los depósitos más antiguos del Terciario en el área son miocenos (Grupo Melchor) que constituyen las sedimentitas sinorogénicas relacionadas con este evento. Esta unidad sería parcialmente equivalente a la Formación Doña Ana en el territorio chileno, caracterizado por andesitas, dacitas y riolitas producto de un arco magmático ubicado principalmente en territorio chileno. En el sector de Precordillera se depositaron las sedimentitas inferiores del Grupo Iglesia (Lomas del Campanario) como consecuencia de erupciones volcánicas localizadas en sectores próximos al valle de Iglesia. Entre las rocas del Grupo Melchor y el Grupo Olivares existe una discordancia angular producto de la Fase Quechua (Tercer Movimiento del Ciclo Orogénico

Ándico). Posteriormente, como consecuencia de la migración del arco volcánico hacia territorio argentino, se produjo el desarrollo de la Formación Cerro Tórtolas y del Grupo Olivares en la región de Valle del Cura, cordillera de Olivares y región oeste del río Castaño. Como consecuencia del Ciclo Orogénico Ándico se invirtieron las fallas directas de la etapa extensional mesozoica y se produjo un acortamiento de alrededor del 8% en la Cordillera Frontal (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996) y se desarrolló la faja corrida y plegada de Precordillera, en donde se produjo un acortamiento del 50% (von Gosen, 1992).

La actividad tectónica del Ciclo Orogénico Ándico continúa en la actualidad y se manifiesta en el sistema del Tigre, tectónicamente activo.

6. RECURSOS MINERALES

Más del 50 % de la superficie de la Hoja Rodeo está comprendida por cordones montañosos que integran la Cordillera Frontal, donde existen importantes distritos metalíferos y vastos terrenos inexplorados o explorados en forma incipiente.

Entre los viejos distritos mineros se destacan Castaño Viejo, polimetálico con numerosas manifestaciones vetiformes y zonas de alteración; el distrito de arsénico de Tocota; el distrito ferrífero Leoncito - Morterito y los distritos de wolfram y fluorita de Arrequeintín y Pata de Indio, respectivamente.

En el extremo suroriental de la cordillera de Olivares existen varios cuerpos de chimeneas de brechas y estructuras vetiformes con mineralización de cobre y bismuto, entre los que se destaca la mina San Francisco de Los Andes.

En el arroyo de Chita hay numerosos indicios de diversos minerales. En la cabecera del mencionado arroyo se localiza el proyecto Poposa, mineralización epitermal de alta sulfuración de oro y manifestaciones de azufre (Mina San Agustín).

En el plutón de Chita hay mineralización de molibdeno (minas San José y San Pedro) ligada a zonas de *greisen* y vetas de fluorita (mina Yonis). En el tramo medio del arroyo de Chita aflora el pórfido cuprífero homónimo, estudiado por la Dirección General de Fabricaciones Militares en la década del 60. Vetas auríferas y arsenicales se localizan periféricamente al pórfido de Chita. Otras manifestaciones de plomo se ubican en una zona más externa.

Son conocidos los distritos de wolfram Arrequeintín y La Majadita (existen otras manifestaciones de menor importancia), que consisten en venas de cuarzo con wolframita y scheelita alojadas en la Formación Agua Negra (Carbonífero). Los depósitos de wolfram fueron explotados desde la Primera Guerra Mundial, alcanzando los máximos volúmenes en la década del 40, mientras que las extracciones se realizaron en forma intermitente hasta 1975.

En el extremo noroeste de la Hoja Rodeo se localiza el yacimiento de uranio El Carrizal, explorado por la Comisión Nacional de Energía Atómica. La mineralización consiste en impregnaciones y venillas. El uranio está asociado a oro y arsénico.

Actualmente se desarrollan proyectos de exploración por parte de empresas privadas en depósitos epitermales y pórfidos cupríferos en la Cordillera Frontal. Se destacan los proyectos en la zona de bañados del Carmen (cabeceras del río Valle del Cura), Agua Blanca y Mondaca en el cordón de Colangüil y Poposa en la cordillera de Olivares.

En la zona del valle de los Patos Norte existen sectores de interés con mineralización de cobre y oro, como Yaretas, Los Azules, Cabecera del arroyo Blanco y Paso del Viento.

En las zonas aledañas a Castaño Viejo, la Dirección General de Fabricaciones Militares definió varias zonas de interés, como Guanaqueros, Vizcachas y Avestruces, que consisten en zonas alteradas con anomalías geoquímicas. A estas se agregaron: El Retamal (explorada por la Secretaría de Minería de la Nación), y otras menos conocidas como Infiernillo, Río San Francisco, etc., observadas en las imágenes satelitales.

Entre los minerales no metalíferos explotados en la Hoja Rodeo, se destacan diatomeas, fluorita, sulfato de sodio y yeso. Algunos niveles arcillosos de la Formación Las Flores han sido estudiados como potenciales depósitos de arcilla (Arroqui *et al.*, 1995).

Las diatomeas se explotan en varias canteras conocidas: Cerro de La Luna, Miscelánea, Don Antonio y La Iglesiasiana. Todas éstas están ubicadas en las proximidades de Iglesia. Se trata de depósitos lacustres pertenecientes al Cuaternario inferior.

El distrito Pata de Indio, sito en el cerro homónimo en la quebrada de Arrequeintín, constituye el depósito más importante de fluorita en la Hoja Rodeo. Se trata de un yacimiento vetiforme explotado desde 1969. Existen otras vetas de fluorita, en-

tre las que se destaca la mina Yonis en el arroyo de Chita.

En las sedimentitas del Terciario superior (Formación Las Flores) hay niveles portadores de thenardita y yeso. El yacimiento más importante es el Cerro Blanco, en donde se localizan varias pertenencias mineras.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En el área de la Hoja se destacan numerosos sitios representativos por sus características geológicas, petrográficas, mineralógicas, mineras, tectónicas y estratigráficas. De estos se han seleccionado diez, considerados como los más importantes por su interés turístico, científico, didáctico y económico: 1) Pillow lavas y basaltos columnares de Cuesta del Viento, 2) Falla del Tigre; 3) Depósitos carboníferos de la quebrada de Agua Negra; 4) Mina San Francisco de los Andes; 5) Batolito de Colangüil; 6) Valle del Cura; 7) Distrito polimetálico Castaño Viejo; 8) Depósitos piroclásticos de Tocota; 9) Pórfido de Chita y 10) Valle de Los Patos.

Pillow lavas y basaltos columnares de Cuesta del Viento

Este sitio está ubicado en la localidad de Rodeo, en el dique Cuesta del Viento. Se accede desde Rodeo, por Ruta Internacional N° 150, recorriendo unos 5 km hacia la ciudad de Jáchal.

En el sitio aflora la Formación Yerba Loca, de edad ordovícica, que contiene las pillow lavas y los basaltos columnares, producto de volcanismo submarino concomitante con la sedimentación.

Falla del Tigre

La zona de interés está ubicada al sudoeste del valle de Iglesia, entre las sierras de La Crucecita y del Tigre. Se accede al lugar desde la ciudad de San Juan por ruta nacional 40 hasta la localidad de Talacasto, donde se empalma con la ruta provincial 436 para seguir hasta el portezuelo del Colorado, desde donde se continúa por camino consolidado (ruta provincial n° 425) hacia el sur. Luego de un recorrido de 30 km se arriba al sitio. El sistema de fallamiento del Tigre se extiende unos 8 km en sentido norte - sur, paralelo al borde occidental de la sierra del Tigre. Es notable el resalto de los depósi-

tos cuaternarios (bajadas pedemontanas) debido a la escarpa de la falla.

Depósitos carboníferos del arroyo de Agua Negra

Ubicada en el Departamento Iglesia, se accede desde allí por la ruta internacional n° 150 hacia el oeste.

El recorrido de la quebrada permite la observación de un perfil del Carbonífero superior (Formación Agua Negra) con presencia de flora fósil y estructuras sedimentarias de un ambiente costero y marino con influencia de tormentas. Se observa la discordancia entre éstos depósitos con el Grupo Choyoi y la deformación tectónica correspondiente a la fase Sanrafaélica del Ciclo Gondwánico.

Mina San Francisco de Los Andes

Está ubicada en la localidad de Villa Nueva, departamento Calingasta. Se accede desde la citada localidad por la ruta provincial n° 412 hacia el norte, recorriendo 20 km hasta la intersección con la huella minera que conduce a la mina hacia el oeste.

Es un yacimiento de tipo *breccia pipe*, con una mineralización de cobre, bismuto y oro. Esta mina es un importante yacimiento mineralógico ya que existe una gran variedad de minerales oxidados de cobre y bismuto, algunas especies minerales son únicas. El yacimiento está asociado a mineralización de cobre tipo porfirico correspondiente a los períodos Pérmico a Triásico.

Batolito de Colangüil

Está ubicado en el departamento Iglesia y ocupa el centro - oeste de la hoja, de norte a sur, en el flanco oriental del cordón de Colangüil. Se accede desde las quebradas que cortan perpendicularmente a los afloramientos, como las de Conconta, Romo, etc. Los afloramientos exponen las distintas unidades ígneas que componen el batolito y las relaciones entre éstas y con la roca de caja.

Valle del Cura

El Valle del Cura está ubicado en el sector noroeste de la Hoja Rodeo, en la Cordillera Frontal, y

se prolonga al norte en la Hoja Malimán, en donde se localizan las mejores vistas. Se accede a través del portezuelo de Conconta, que supera los 5.000 m s.n.m. Afloran secuencias volcánicas terciarias con importante alteración hidrotermal y mineralizaciones epitermales auríferas de alta sulfuración. El paisaje es imponente. Se observa el relieve volcánico y paisajes con acumulaciones glaciales y periglaciales, así como de remoción en masa.

Distrito polimetálico de Castaño Viejo

Ubicado en el sector sudoeste de la hoja, se accede desde la ruta provincial 431 hasta el paraje Villa Nueva y desde allí hacia el norte bordeando el río Castaño hasta la quebrada de Castaño. El último tramo debe realizarse en mulas.

La mina fue explotada a mediados del siglo XX. Actualmente existe un campamento y la planta de tratamiento abandonados.

El distrito Castaño Viejo y su entorno se puede observar desde el camino que conduce desde Villa Nueva a la mina San Francisco de Los Andes, por los Bordos del Castaño, a la altura de Las Timbirimbas. La vista permite observar los aparatos y depósitos volcánicos de edad permotriásica, las zonas alteradas y mineralizadas y las construcciones del campamento y la planta de la mina Castaño Viejo.

El sitio es importante para observar la estratigrafía de la Formación Agua Negra y del Grupo Choiyoi, así como la tectónica de Cordillera Frontal. Además, existen numerosas manifestaciones minerales de depósitos de cobre porfírico y epitermales de baja sulfuración y polimetálicos de sulfuración intermedia.

Depósitos piroclásticos de Tocota

El lugar está ubicado unos diez km al sur de Tocota, en el sudoeste de la hoja. Se accede desde Tocota por huella hasta la quebrada Los Morteritos. Constituyen vistosos afloramientos de rocas piro-

clásticas miocenas provenientes de la cordillera de Olivares. Los depósitos son llamativos por sus formas de erosión en “nidos de avispas”. La zona también es apropiada para observar las unidades del batolito de Colangüil y sus rocas de caja, como así también los depósitos minerales asociados. Entre estos se destacan yacimientos vetiformes de hierro, cuerpos de brecha de cobre y vetiformes de oro-ar-sénico.

Pórfido de Chita

El sitio está ubicado en el arroyo homónimo, en el flanco oriental de la cordillera de Olivares. Se accede desde la localidad de Tocota hacia el norte, por la ruta provincial 412 hasta los llanos de Chita. Luego por huella se llega a la quebrada y al campamento minero.

Los afloramientos permiten observar un típico depósito de cobre porfírico, con sus zonas de alteración hidrotermal, su expresión geomorfológica y los depósitos vetiformes asociados. Fue explorado por la Dirección General de Fabricaciones Militares y por empresas privadas. En la zona también se pueden observar afloramientos de unidades sedimentarias e ígneas de la Cordillera Frontal.

Valle de Los Patos Norte

Este sitio está ubicado en la Cordillera Frontal, próximo al límite con Chile. Se trata de un valle longitudinal capturado por el río Castaño. Se accede desde la localidad de Villa Nueva, remontando por el río Castaño al oeste. El itinerario solo puede realizarse utilizando cabalgaduras. Para llegar al valle de los Patos Norte se necesitan cuatro jornadas. El paisaje es de una belleza extraordinaria. Se destacan las extensas vegas y las rocas de diversos colores y texturas. Es apropiado para observar la geomorfología de la Alta Cordillera, así como la geología representada por unidades volcánicas y volcánicas terciarias y la deformación tectónica de los Andes.

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES HOJA 3169-I, RODEO

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1: 100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	Au - Cu	Yaretas	Patos Norte	S 30° 34' 00"	O 70° 09' 00"	3169 - 7	Vulcanitas	Gpo. Choyoi Plutón Los Patos	P - Tr	Cp,Py,Q	
2	Au - Cu	Hilda,Andacollo Astone	Paso El Viento	S 30° 42' 20"	O 70° 12' 00"	3169 - 13	Vulcanitas	Gpo. Choyoi	P - Tr	Cp,Py,Q	
3	Lapislázuli	Don Jaime	Paso del Portillo	S 30° 47' 40"	O 70° 14' 20"	3169 - 13	Vulcanitas	Gpo. Choyoi Granitos	P - Tr	Lápis lázuli	
4	Cu - Au	Los Azules	Paso Los Azules	S 30° 57' 30"	O 70° 18' 15"	3169 - 13	Vulcanitas	Gpo. Choyoi Intrusivos	P - Tr Tc	Lápis lázuli	
5	Au - Ag - Cu	Del Carmen	Valle del Cura	S 30° 00' 40"	O 69° 55' 20"	3169 - 2	Volcanitas	Fm. Tórtolas	Tc	Py,Q,Lim,Cld	Proyecto de exploración
6	Au - Ag	Agua Blanca Mondaca	A. Agua Blanca	S 30° 06' 00"	O 69° 45' 00"	3169 - 2	Volcanitas	Gp. Choyoi Fm. Tórtolas	P - Tr Tc	Py,Cp,Lim	Zona de altera- ción
7	Au - Ag - Cu	San Lorenzo	Las Flores Agua Negra	S 30° 15' 05"	O 69° 47' 00"	3169 - 2	Volcanitas	Gpo. Choyoi	P - Tr	Py,Q,Tur.	Zona de altera- ción
8	W	Potreros de Pancha	Tudcum Conconta	S 30° 04' 00"	O 69° 30' 00"	3169 - 2-3	Granito	Granito Conconta	P	W,Sch,	Destapes,rajos galerías cortas
9	Pb - Ag - Zn	Los Amiches	Arrequintín Las Flores	S 30° 16' 30"	O 69° 42' 45"	3169 - 2	Volcanitas	Gpo. Choyoi	P - Tr	Py,Cp,Ga,Bi	
10	Fl	Tres Marías	Agua Blanca Las Flores	S 30° 17' 30"	O 69° 30' 00"	3169 - 2-3	Granito	Granito Agua Blanca	P	Fl,Ba,Q	Subterráneo
11	W	Las Peñas Bayas	Agua Blanca Las Flores	S 30° 18' 00"	O 69° 33' 30"	3169 - 2	Granito	Granito Agua Blanca	P	W,Sch,Q	Galerías
12	Fl	Pata de Indio	Agua Negra Iglesia	S 30° 18' 00"	O 69° 35' 00"	3169 - 8	Pelitas y psamitas,Riolitas	Fm. Agua Negra Gpo. Choyoi	C P-Tr	Fl,Ba,Cld,Ca,Sid, Py,Q,Lim.	Galerías,explo- tación en realce
13	Cu - Sn	Antecristo	Las Flores Agua Negra	S 30° 19' 50"	O 69° 30' 40"	3169 - 2	Pelitas y psamitas. Granito	Fm. Agua Negra	C P	Cas,Py,Au,Q,Mag, Hem,Cp,Ca,Epi	Destapes y galerías
14	Fe	San Martín	Las Flores Agua Negra	S 30° 21' 30"	O 69° 41' 00"	3169 - 8	Vulcanitas Granito	Gpo. Choyoi Granito Agua Negra.	P	Espe,Hem,Epi,Q.	Destapes

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES HOJA 3169-I RODEO

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1: 100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
15	W	Arrequintín	Agua Negra Arrequintín	S 30° 21' 30"	O 69° 34' 30"	3169 - 8	Pelitas y psamitas.	Fm. Agua Negra	C	W,Cas,Sch,Py,Bi, Cp,Ars,Mo,Ga,Fl, Apt,Topacio,Q, Cris,Esc,Ml,Cv	Numerosas labores, piques, tajos, galerías.
16	W	La Majadita	Agua Negra. Las Flores	S 30° 24' 30"	O 69° 28' 40"	3169 - 9	Pelitas y psamitas.	Fm. Agua Negra	C	W,Sch,Mo,Cas,Cp, Ml,Py,Q,Hem,Lim.	Chiflones, galerías, socavones
17	Au	Amalia	Iglesia Pismanta	S 30° 26' 30"	O 69° 30' 10"	3169 - 8	Granitos granodioritas	Plutón Tocota	C	Cp,Lim Au,Py	Laboro subterráneo
18	S	San Agustín	A. Chita	S 30° 28' 00"	O 69° 30' 10"	3169 - 8	Volcanitas	Fm. Olivares	Tc	Sulfatos	
19	Pb	San Carlos	A. Pismanta	S 30° 30' 30"	O 69° 29' 30"	3169 - 9	Pelitas y psamitas	Fm. Agua Negra	C		
20	Au	Nilda y otras	A. Pismanta	S 30° 28' 40"	O 69° 26' 30"	3169 - 9	Pelitas y psamitas.	Fm. Agua Negra	C		Labores antiguos
21	Au - Ag	La Poposa	A. Chita	S 30° 29' 45"	O 69° 41' 00"	3169 - 8	Volcanitas	Fm. Olivares	Tc		Trincheras sondeos
22	Mo	San Pedro y San José	A. Chita	S 30° 32' 15"	O 69° 37' 10"	3169 - 8	Granitos	Plutón Chita	P	Mo,Be,Q,	Destapes trincheras
23	Fl	Yonis	A. Chita	S 30° 32' 40"	O 69° 36' 10"	3169 - 8	Pelitas y psamitas	Fm. Agua Negra	C	Fl,Ba,Q	
24	Pb	La Paulina	A. Chita	S 30° 33' 34"	O 69° 29' 00"	3169 - 9	Pelitas y psamitas	Fm. Agua Negra	C		
25	Au	Facundito	A. Chita	S 30° 33' 00"	O 69° 30' 50"	3169 - 8	Granodioritas	Plutón Tocota	C		Labores antiguos
26	Cu - Mo	Pórfido de Chita	A. Chita	S 30° 29' 50"	O 69° 45' 00"	3169 - 8	Pelitas y psamitas	Fm. Agua Negra	C	Cp,Mo,Py,Q,Cc, Mag,Carcu.	Trincheras 996 m. sondeos
27	As	Los Tajos y San Pablo	A. Chita	S 30° 33' 00"	O 69° 29' 00"	3169 - 9	Pelitas y psamitas	Fm. Agua Negra	C	Sulfatos	Labores antiguos
28	Pb	La Pterina	A. Chita	S 30° 23' 00"	O 69° 30' 00"	3169 - 9	Pelitas y psamitas	Fm. Agua Negra	C	Sulfatos	Labores antiguos
29	Au	Los Caballos	A. Chita	S 30° 34' 15"	O 69° 31' 00"	3169 - 8	Pelitas y psamitas	Fm. Agua Negra	C	Cp,Mag,Py,Au	Galerías cortas, tajos.

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES HOJA 3169-I RODEO

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
30	Cu - Bi	Dos Amigos	Tocota	S 30° 38' 00"	O 69° 29' 30"	1: 100.000 3169 - 9	Pelitas y psamitas	Fm. Agua Negra	C	Cp,Mo,Mi,Py,Q,Tur,Fe,Mo,Fl,Lim,	Piques y 50m de galerías
31	As	Colo - Colo	Tocota	S 30° 39' 00"	O 69° 30' 40"	3169 - 8	Pelitas y psamitas	Fm. Agua Negra	C	Py,Ars,Cp,Esc,Mi,Cris,Lim,Q,Tur.	Un pique y rajos
32	As	Krimer(Azocar)	Tocota	S 30° 40' 00"	O 69° 29' 30"	3169 - 9	Pelitas y psamitas	Fm. Agua Negra	C	Ars,Py,Cp,Bi,Ga,Esc,Cris,Mi,Q,Lim	Galerías,rajos. Hornos
33	Cu - Bi	Flor de Los Andes	Tocota	S 30° 40' 00"	O 69° 34' 20"	3169 - 14	Granodiorita	Plutón Tocota	C	Cp,Bis,Mi,Cris,Q,Py,Tur.	Galerías,rajos 3 niveles.
34	Cu - Bi	San Juan	Tocota	S 30° 40' 55"	O 69° 36' 20"	3169 - 14	Granodiorita	Plutón Tocota	C	Cp,Bis,Cu,Mi,Cris,Q,Tur,Lim.	
35	Cu - Bi	La Fragüita	Tocota	S 30° 42' 25"	O 69° 33' 36"	3169 - 14	Granodiorita	Plutón Tocota	C	Cu,Cp,Bis,Mi,Cris,Q,Tur,Lim.	150 m. de labores
36	Cu - Bi	Tres Magos	Tocota	S 30° 43' 00"	O 69° 35' 50"	3169 - 14	Granodiorita	Plutón Tocota	C	Cp,Bis,Cu,Mi,Cris,Q,Tur,Lim,	Trincheras y galerías cortas
37	Fe	Larry	Tocota	S 30° 42' 45"	O 69° 30' 15"	3169 - 14	Granodiorita	Plutón Tocota	C	Hem,Mag,Mar,Q,Tur,Py.	Trincheras
38	Cu - Bi	El Chorrillo	Qda. Chorrillo	S 30° 41' 08"	O 69° 38' 20"	3169 - 14	Granodiorita y psamitas	Plutón Tocota Fm. Agua Negra	C	Py,Cp,Q,	Proyecto de exploración.
39	Fe	Santa Bárbara II	Tocota	S 30° 44' 30"	O 69° 31' 15"	3169 - 14	Granodiorita	Plutón Tocota	C	Hem,Mag,Mar,Q,Tur,Py	Rajos.
40	Fe	Santa Bárbara I	Tocota	S 30° 45' 00"	O 69° 31' 30"	3169 - 14	Granodiorita	Plutón Tocota	C	Hem,Mag,Mar,Q,Tur,Py	Rajos.
41	Fe	Mary	Tocota	S 30° 45' 50"	O 69° 32' 00"	3169 - 14	Granodiorita	Plutón Tocota	C	Hem,Mag,Mar,Q,Tur,Py	Rajos
42	Cu - Bi	La Fortuna	Tocota	S 30° 48' 46"	O 69° 36' 20"	3169 - 14	Granodiorita	Plutón Tocota	C	Cp,Bis,Bi,Mi,Az,Py,Q,Ca,Lim.	133 m. de labores.
43	Cu - Bi	Amancay	Qda. Seca	S 30° 50' 00"	O 69°36' 55"	3169 - 14	Granodiorita	Plutón Tocota	C	Cp,Au,Ga,Ag,Mi,Ars,Q,Ca,Tur.	Galerías en 3 niveles. 250 m.
44	Cu - Bi	San Francisco de los Andes	Tocota	S 30° 50' 00"	O 69° 35' 40"	3169 - 14	Granodiorita Psamitas	Plutón Tocota Fm. Agua Negra	C	Cp,Bis,Bi,Bo,Py,Au,Tur,Cc,Carcu	Socavones, piques, galerías.

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES HOJA 3169-I RODEO

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
45	Pb - Ag - Zn.	La 25 de Mayo María Martha.	Quebrada Seca	S 30° 49' 40"	O 69° 37' 30"	1: 100.000 3169 - 14	Pelitas y psamitas y granodiorita.	Fm Agua Negra Plutón Tocota.	C C	Ga, Bi, Py, Cv, Tur, Cu, Q.	Destapes y galerías.
46	Au - Cu	El Retamal	Villa Nueva	S 30° 52' 00"	O 69° 36' 00"	3169 - 14	Granodiorita	Plutón Tocota Fm. Agua Negra	C C	Py, Cp, Mo, Ga, Bi, Q, Ars, Bo, ..	Sondeos y geofísica.
47	Pb - Ag - Zn	Cámen	Villa Nueva	S 30° 54' 55"	O 69° 37' 25"	3169 - 14	Calizas, margas, riocitas.	Fm. San Ignacio.	S - D.	Ga, Ag, Bi, Cp, Py, Q, Ca.	Galerías cortas.
48	Pb - Ag - Zn	Animas, San Nicolás, San Ignacio.	Villa Nueva	S 30° 56' 25"	O 69° 38' 00"	3169 - 14	Vulcanitas tobas y riocitas.	Gpo. Choiyoi	P	Ga, Py, Q, Ca, Bi	Galerías y labores antiguos.
49	Pb - Ag - Zn	Cuatro Amigos	Villa Nueva	S 30° 55' 30"	O 69° 37' 30"	3169 - 14	Vulcanitas andesíticas tobas y riocitas	Gpo. Choiyoi	Tr	Ga, Bi, Py, Au, Cp, Q, Tur.	232m en tres niveles. Pique de 60m
50	Pb - Ag - Zn	Castaño Viejo Compañía, Cón- dor, Mariano Moreno	Villa Nueva	S 30° 56' 30"	O 69° 38' 20"	3169 - 14	Vulcanitas andesíticas tobas y riocitas	Gpo. Choiyoi	Tr	Ga, Bi, Py, Au, Cp, Q, Tur.	Galerías hasta 900 m. de profundidad.
51	Pb - Ag - Zn	Nicolás Avellaneda	Villa Nueva	S 30° 56' 50"	O 69° 40' 35"	3169 - 14	Vulcanitas andesíticas	Gpo. Choiyoi	Tr	Ga, Bi, Py, Cp, Q, Ca, Ang, Cv, Ght, Lim.	Destapes y pozos.
52	Pb - Ag - Zn	Cadillo-Luz Bella, Chomeca	Villa Nueva	S 30° 57' 40"	O 69° 42' 40"	3169 - 14	Pelitas y psamitas. Calizas	Gpo. Choiyoi	C	Ars, Py, Q, Cp, Ga, Bi Cv, Sid, MI	Socavón de 23m. Pique.
53	U - Au	El Carrizal	Angualasto	S 30° 01' 05"	O 69° 04' 50"	3169 - 3	Areniscas lutitas y conglomeraos	Fm. Malimán	C	Pch, Aut,	Sondeos, trincheras.
54	Sulfato de sodio	Sin nombre	Rodeo	S 30° 13,838'	O 69° 06' 489"	3169 - 3	Pelitas (argilitas)	Fm. Las Flores	Tc	Tn, Mirb, Gyp.	Destapes
55	Yeso	María Vega	Rodeo	S 30° 16,188'	O 69° 05' 258"	3169 - 3	Pelitas (argilitas)	Fm. Las Flores	Tc	Gyp	Canteras

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES HOJA 3169-I RODEO

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1: 100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
56	Sulfato de sodio	Cerro Blanco	Las Flores	S 30° 19' 00"	O 69° 07' 00"	3169 - 9	Pelitas (argilitas)	Gpo. Iglesia	Tc	Tn, Mrb, Anh, Gyp.	Galerías pequeñas.
57	Diatomeas	Miscelánea San Antonio	Lomas del Campanario	S 30° 24' 10"	O 69° 10' 00"	3169 - 9	Pelitas Diatomeas		Q	Dia	Canteras
58	Yeso	C° Negro	Lomas del Campanario	S 30° 30' 00"	O 69° 09' 00"	3169 - 9	Pelitas y psamitas	Gpo. Iglesia	Tc	Gyp, Anh.	Canteras
59	Diatomeas	C° de La Luna La Iglesia	Lomas del Campanario	S 30° 35' 05"	O 69° 12' 40"	3169 - 9	Pelitas Diatomeas		Q	Dia	Canteras
60	Mármol	Gualitán Norte	Iglesia	S 30° 32' 00"	O 69° 00' 30"	3169 - 9	Calizas	Fm. Corralitos	S - D	Mrl	Canteras

Abreviaturas: Ag: plata; Ang: anglesite; Anh: anhídrita; Apt: apatita; Ars: arsenopirita; Au: oro; Aut: autunita; Az: azurite; Ba: baritina; Be: berilo; Bis: bismutina; Bl: blenda; Bo: bornita; Ca: calcita; Carcu: carbonatos de cobre; Cas: casiterita; Cc: calcosina; Cld: calcedonia; Cp: calcopirita; Cris: crisocola; Cu: cobre nativo; Cv: covellina; Dia: diatomeas; Epi: epidoto; Esc: escorodita; Espe: especuladita; Fe: hierro; Fl: fluorita; Ga: galena; Ght: goethita; Gyp: yeso; Hem: hematite; Lim: limonitas; Mar: marcasita; Mag: magnetita; Mi: malaquita; Mo: molibdenita; Mrb: mirabilita; Mrl: mármol; Pch: pechblenda; Py: pirita; Q: cuarzo; Sch: schelita; Sid: siderite; Tn: tennantita; Tur: turmalina; W: wolframita.

BIBLIOGRAFÍA

- Achen, H., 1948. El yacimiento de wolfram San Rafael, cerro El Bronce, quebrada de Arrequeintín, departamento de Iglesia, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 89 p., inédito.
- Amos, A. J., 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pié oriental de la sierra Chica de Zonda, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9 (1): 5 -38. Buenos Aires.
- Amos, A. J. y E. D. Roller, 1965. El Carbonífero marino en el valle de Calingasta - Uspallata (San Juan - Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 368 : 50 – 72. Buenos Aires.
- Angelelli, V., 1944. Yacimientos de minerales de arsénico de Tocota. *Industria Minera*, 30: 17 - 22. Buenos Aires.
- Aparicio, E. P., 1969. Contribución al conocimiento de la edad de los sedimentos del arroyo Agua Negra. Departamento Iglesia. San Juan. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (4): 351 - 356.
- Aparicio, E. P., 1984. Geología de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan, 167 p, San Juan.
- Arroqui, A., C. Encinas y M. Turcumán, 1995. Estudio geotecnológico de los sedimentos limo - arcillosos del miembro superior de la formación Las Flores (Terciario). Departamento Iglesia. San Juan. *Actas 5° Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 43 - 49. San Juan.
- Baldis, B., 1975. Acerca de la estructura profunda de la Precordillera Central. *Revista de Geología, Mineralogía y Minería*, 23 (1-2), Buenos Aires.
- Baldis, B. y G. Chebli, 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. *Actas 4° Jornadas Geológicas Argentina*, 1: 47-66. Buenos Aires.
- Baldis, B y R. Sarudiansky, 1975. El Devónico del noroeste de la Precordillera Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (4): 301 - 329. Buenos Aires.
- Baldis, B., M. Beresi, O. Bordonaro y A. Vaca, 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 4: 399 – 445.
- Banchig, A., 1995. Evolución del margen continental Cámbrico - Ordovícico de la sierra del Tontal entre el río San Juan y Los Sombreros. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan, 202 p., inédito.
- Banchig, A., 1996. Litofacies y paleoambiente sedimentario del Ordovícico clástico de la sierra de la Invernada (Formación Sierra de la Invernada). *Precordillera Central*, San Juan. *Actas 6° Reunión Argentina de Sedimentología. 1° Simposio de Arcillas*, 1: 169 - 174. Bahía Blanca.
- Baraldo, J. A., A. L. Monetta y W. Soechting, 1990. Triásico de San Juan. En O. Bordonaro (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan*: 124 - 139. 11° Congreso Geológico Argentino. San Juan.
- Bastías, H., 1985. Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan, 147 p., inédito.
- Bastías, H., 1991. Complejo volcánico Olivares: un gran evento magmático mio -plioceno en los Andes a 30° latitud sur. *Actas 6° Congreso Geológico Chileno*, 1: 520 - 524. Viña del Mar.
- Bastías, H. y J. Bastías, 1987. Análisis de desplazamientos y velocidades en el área diferencial Precordillera, provincia de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 42 (3 - 4): 261 -266.
- Bastías, H., N. Weidman y M. A. Pérez, 1984. Dos zonas de fallamiento pliocuaternario en la Precordillera de San Juan. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 2: 229 - 241. Bariloche.
- Bastías, H., E. Uliarte y M. A. Pérez, 1985. Desplazamiento de rumbo en el sistema de fallamiento El Tigre. Borde occidental de Precordillera. *Actas 1° Jornadas de Geología de Precordillera*, 1: 221 - 225. San Juan.
- Bastías, H., E. R. Uliarte, J. D. Paredes, A. Sánchez, J. A. Bastías, L. Ruzicky y P. Perucca, 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. En O. Bordonaro (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan*: 228 – 244. 11° Congreso Geológico Argentino. San Juan.
- Bastías, J., 1989. Morfología de desplazamientos relativos en el sistema de fallamiento El Tigre. Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 47 p., inédito.
- Beer, J. A. y T. E. Jordan, 1989. The effects of Neogene thrusting on deposition in the Bermejo Basin, Argentina. *Journal Sedimentary Petrology*. 59: 330 - 345.
- Beer, J. A., R. W. Allmendinger, T. E. Jordan y D. Figueroa, 1990. Seismic Stratigraphy of a

- Neogene piggyback basin, Argentine. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 74: 1183 - 1202.
- Bercowski, F., 1993. Facies piroclásticas en el Terciario del valle de Iglesia, provincia de San Juan, Argentina. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 206 - 215. Mendoza.
- Beresi, M. S., 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. En Bordonaro O. (Ed.): Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan: 32-46. 11° Congreso Geológico Argentino. San Juan.
- Blasco, G. y V. A. Ramos, 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del Cerro de la Chilca, departamento Jáchal, provincia de San Juan. Ameghiniana, 13 (3-4): 312-329. Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, Mendoza y de la Sierras Centrales de la República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 17: 203 -261. Córdoba.
- Borrello, A. V., 1968. Los pisos estructurales de la Precordillera - Cordillera Frontal en su evolución orogénica. Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 227 - 232. Buenos Aires.
- Borrello, A. V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14: 188 p. Buenos Aires.
- Bracaccini, O. I., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino - mendocina. Boletín de Informaciones Petroleras, 258: 81 - 105; 260: 259 - 274; 261: 361 - 384; 262: 455 - 473; 263: 22 - 35; 264: 103 - 125; 265: 171 - 192. Buenos Aires.
- Bracaccini, O. I., 1950. Investigaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Boletín Informaciones Petroleras, Año 27, 301: 1- 34. Buenos Aires.
- Caballé, M. F., 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal entre los ríos Manrique y Calingasta (provincia de San Juan). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 467, 205 p., inédito.
- Caballé, M., G. Furque y M. Alfaro, 1992. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Sierra de la Invernada (Ordovícico), Precordillera de San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, 29 (1): 9 - 26.
- Castro, C., 1991. Geología del batolito de Colangiül entre las quebradas de la Pancha (30° sur) y Agua Blanca (30° 16' sur). Análisis del mecanismo de emplazamiento. Departamento de Iglesia. Provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 92 p., inédito.
- Charchaflié, D., 1994. Geología del tramo medio y superior de la quebrada de Chita (provincia de San Juan). Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 99 p., inédito.
- Cortelezzi, C., G. Furque y R. Pavlicevic, 1982. Estudio petrológico de las lavas en almohadilla del Caradociano de la zona de Rodeo. Departamento Iglesia. Provincia de San Juan. República Argentina. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 161 - 172. Argentina.
- Costas, M. N., 1967. Estudio de detalle del perfil de las vulcanitas de Agua Negra. Provincia de San Juan. Informe del Instituto Nacional de Geología y Minería, 70 p., inédito.
- Dirección General de Fabricaciones Militares y Provincia de San Juan, 1969. Plan Cordillera no Centro. San Juan. República Argentina, inédito.
- Frenguelli, J., 1952. "Haplostigma furquei" n. sp. del Devónico de la Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6 (1): 5 - 10.
- Furque, G., 1962. Perfil geológico de la cordillera de Olivares. Anales de las 1° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 79 - 88.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b - Guandacol. Servicio Geológico Nacional, Boletín 92: 104 p. Buenos Aires.
- Furque, G., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18c - Jáchal. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164: 79 p. Buenos Aires.
- Furque, G., 1982. Estudio estratigráfico del Paleozoico del cordón El Molle y El Coronel. San Juan. Argentina. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 201 - 214. Argentina.
- Furque, G., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 19c - Ciénaga de Gualilán. Servicio Geológico Nacional, Boletín 193: 111 p.
- Furque, G. y M. Caballé, 1985. Paleozoico inferior en el cerro Bayo, Sierra de La Invernada, San Juan. Revista Museo de La Plata (N.S), 10 (81): 1 - 18.
- Furque, G. y M. Caballé, 1988. Descripción geológica de la Sierra de La Invernada. Dirección Nacional de Geología y Minería, 120 p. Inédito. Buenos Aires.
- Furque, G., A. Cuerda y M. Alfaro, 1990. El Ordovícico de la Sierra de La Invernada y su fauna de graptolitos. San Juan. Revista Museo de La Plata (N.S), 9 (56): 159 - 181. La Plata.
- Gabaldón, V., A. Lizuain y M. Franchi, 1985. Las facies del Carbonífero de la Cordillera Frontal.

- Provincias de San Juan y Mendoza. (Argentina). Actas 6° Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 166 - 181. Bogotá.
- González, C. R., 1976. Oriocrassatela y Stutchburia de la ingresión marina del Pérmico inferior de la quebrada de Agua Negra, departamento de Iglesia, provincia de San Juan. Ameghiniana 13 (2): 127 - 139. Buenos Aires.
- González Bonorino, G., 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 30 (3): 223 - 246. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. Physis 4: 208- 240. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1938. Mineralogía y geología. Espasa - Calpe. 492 p. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1 (3): 177 - 208. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2 (2): 141 - 176. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1948. Geología de la Provincia de San Juan: Datos Geológicos. Anales, Ministerio de Agricultura, Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales, 9: 27 - 42. Buenos Aires
- Groeber, P., 1951. La Alta cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. Revista del Instituto de Investigación de las Ciencias Geológicas, 1 (5): 349-355.
- Gutiérrez, P. R., 1983. Geología del tramo medio de la quebrada de Agua Negra. Departamento Iglesia. Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 189 p., inédito.
- Haller, M. y V. Ramos, 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 66 - 83. Bariloche.
- Heim, A., 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan; los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 7 (1): 11-70. Buenos Aires.
- Hossack, J. R., 1979. The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction. A review. Journal Geological Society, London, 5 (2): 103 - 111.
- Johnson, N. M., T. E. Jordan, P. Johnson y C. W. Naeser, 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern andean foreland, San Juan province. Argentina. International Association of Sedimentologists "Foreland Basin", 8: 63 - 75.
- Johnson, A. T., T. E. Jordan, N. M. Johnson y C. Naeser, 1987. Cronología y velocidad de sedimentación en una secuencia volcánoclastica, Rodeo, provincia de San Juan, Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 2: 83 - 86. Tucumán.
- Jordan, T.E., P. B. Fleming and J. A. Beer, 1988. Dating thrust-fault activity by use of foreland basin strata. En Kleinspehn, K. L. and C. Paola (Ed.): New Perspectives of Basin Analysis: 307 - 330. Springer, New York.
- Jordan, T. E., R. W. Allmendinger, J. F. Damanti y R. E. Drake, 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30° - 31° S. Andes Mountains. Journal of Geology, 101: 135 - 156.
- Jordan, T., S. Keller, A. Fernández, F. Fernández Seveso, G. Re y J. P. Milana, 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesia y Bermejo, provincia de San Juan, Argentina, Actas 2° Jornadas sobre Geología de Precordillera, 1: 142 - 147. San Juan.
- Kay, S. M., V. A. Ramos y R. Kay, 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas en la Precordillera Occidental: Basaltos de rift oceánicos tempranos (?) próximos al margen continental. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 48-65. Bariloche.
- Keidel, J., 1921. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 15 (2): 7 - 102. Buenos Aires.
- Keidel, J., 1922. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza. Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología. Monografía 15 (2): 1 - 103. Buenos Aires.
- Keidel, J., 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas argentinas. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales 4: 251 - 312. Buenos Aires.
- Keidel, J., 1949. Estudio sobre las estructuras hercínicas en el margen oeste de la Cuenca de Uspallata y la Sierra de Cepeda, frontón de la del Tontal (Provincias de Mendoza y San Juan). Boletín Academia de las Ciencias, 28 (1-2): 253-346.
- Kobayashi, T., 1937. The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. Journal of Faculty of Sciences, Imperial University of Tokyo, II 5: 369 - 522. Tokyo.

- Legarreta, I. y M. A. Uliana, 1991. Jurassic - Cretaceous marine oscillations and geometry of back - arc basin fill, Central Argentine Andes. Special Publication International Association Sedimentology 12: 429 - 450.
- Leveratto, M. A., 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31 (1): 53 - 58.
- Limarino, C. O. y S. N. Cesari, 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). Revista Asociación Geológica Argentina, 47 (1): 61 - 72.
- Limeres, A. C., 1985. Geología de la quebrada de Bauchaceta, departamento de Iglesia, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 85 p., inédito.
- Linares, E. y E. J. Llambías, 1974. Edad potasio-argón de la granodiorita de la quebrada de Tocota, departamento Iglesia, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (2): 135-136.
- Llambías, E. J. y A. M. Sato, 1990. El batolito de Colangüil (29°-31°S), Cordillera Frontal de Argentina: Estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile, 17 (1): 89-108.
- Llambías, E. J. y A. M. Sato, 1995. El batolito de Colangüil: Transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1 - 4): 111- 131. Buenos Aires.
- Llambías, E., A. Sato, H. Puigdomenech y C. Castro, 1987. Neopaleozoic batholiths and their tectonic setting, Frontal Range of Argentina between 29° and 31° S. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4; 92 - 95. Tucumán.
- Llambías, E., A. M. Sato y C. E. Castro, 1990. Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el batolito de Colangüil. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 1: 79 - 82. San Juan.
- Maksaev, J., R. Moscoso, C. Mpodozis y C. Nasi, 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29° - 31°). Geología, alteración hidrotermal y mineralización. Revista Geológica de Chile, 21: 11 - 51.
- Malumián, N., F. Nulló y V. A. Ramos, 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. En Moulladi, M. and A. E. N. Nairn (Eds). The Phanerozoic Geology of the World 2, The Mesozoic: 265 - 304. Elsevier.
- Minera TEA, 1968. Geología de Alta Cordillera de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Informe del Departamento de Minería de la Provincia de San Juan, 2: 518 p., inédito.
- Mpodozis, M. y P. Cornejo, 1988. Hoja Pisco Elqui. Carta Geológica de Chile, 68: 5 - 151.
- Mpodozis, C. y S. M. Kay, 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28°-31°S). Revista Geológica de Chile, 17 (2): 153-180. Santiago.
- Mpodozis, C. y V. A. Ramos, 1990. The Andes of Chile and Argentina. En Eriksen, G. E., M. T. Cañas Pinochet y J. A. Reinemund (Eds.): Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circunpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, 11: 59 - 90.
- Nasi, C., C. Mpodozis, P. Cornejo, R. Moscoso y V. Maksaev, 1985. El batolito Elqui - Limarí (Paleozoico superior - Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. Revista Geológica de Chile 25-26: 77 - 111.
- Nawratil, A. E., 1983. Geología de la quebrada de Arrequeintín y alrededores. Departamento Iglesia. Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 132 p., inédito.
- Ortiz, A. y J. Zambrano, 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 59-74. Buenos Aires.
- Padula, E. L., E. O. Rolleri, A. R. Mingramm, P. Criado Roqué, M. A. Flores and B. Baldis, 1967. Devonian of Argentina. Proceeding of the International Symposium on the Devonian System, 2: 165 - 199.
- Pereyra, B., 1989. Estratigrafía de la Formación Yerba Loca de la sierra de Los Túneles (Ordovícico superior) departamento Jáchal, provincia de San Juan. 1° Reunión Internacional Proy. 270, Correlación Geológica, 5: 211-216. Chile.
- Pittaluga, M., A. Banchig y O. Bordonaro, 1996. Descripción y análisis de los depósitos olistolíticos del borde oriental de la sierra de la Invernada, Precordillera Central, San Juan. Actas 6° Reunión Argentina de Sedimentología. 1° Simposio de Arcillas, 1: 17 - 22. Bahía Blanca.
- Polanski, J., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 25 a, Volcán San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 128: 1-98.
- Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Editorial de la Universidad de Buenos Aires. 216 p. Buenos Aires.
- Pöthe, E. D., R. Cardó y R. Pelichotti, 1987. Silúrico - Devónico en Castaño Viejo, Cordillera Frontal, provincia de San Juan. Revista de la

- Asociación Geológica Argentina, 42 (3 - 4): 469 - 471.
- Puigdomenech, E. R., E. I. Sánchez y M. Navas, 1997. Estudio geomorfológico del Neógeno y Cuaternario en los valles intermontanos entre los 29° 30' y 31° S. En: Mattar, M. A.: Recursos Naturales del Neógeno y Cuaternario de San Juan. 1: 43 -63. Informe Instituto de Investigaciones Mineras, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de San Juan, inédito.
- Quartino, B. J. y R. A. Zardini, 1967. Geología y petrología de la cordillera de Colangüil y de las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22 (1): 5-63.
- Ramos, V. A., 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: Reconstrucción tectónica de sus facies. Actas 4° Congreso Geológico Chileno, 1 (2): 104 - 118.
- Ramos, V. A., 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. En Clark, S. P. Jr., Burchfield, B. C., y Suppe, J., (Ed.): Processes in Continental Lithospheric Deformation, Geological Society of America Special Paper 218: 31-54. Boulder.
- Ramos, V. A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, 9 (31): 2 - 9. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. y S. M. Kay, 1991. Triassic rifting associated basalts in the Cuyo Basin, Central Argentina. En Harmon R. S. y C. W. Rapela (Eds.) : Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Special Paper Geologic Society of America, 265: 79 - 91.
- Ramos, V. A., T. E. Jordan, R. W. Allmendinger, S. M. Kay, J. M. Cortés y M. A. Palma, 1984. Chilenia, un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 84-106. Bariloche.
- Ramos, V. A., T. E. Jordan, R. W. Allmendinger, C. Mpodozis, S. M. Kay, J.M. Cortes y M. A. Palma, 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, 5: 855 - 880. Washington.
- Ramos, V. A., R. Page, S. Kay, O. Lapido y D. Delpino, 1987. Geología de la región del Volcán Tórtolas, Valle del Cura, provincia de San Juan. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 260-263. Tucumán.
- Rapalini, A. E., 1989. Estudio paleomagnético del vulcanismo Permo - Triásico de la región andina de la República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 278 p., inédito.
- Re, G., 1994. Magnetoestratigrafía de la secuencia neogénica aflorante en arroyo Chaleta. Angualasto, San Juan. Implicancias tectosedimentarias. Actas 5° Reunión Argentina de Sedimentología, 1: 205 - 209.
- Re, G. y S. Barredo, 1993. Estudio magnetoestratigráfico y tasa de sedimentación del Grupo Iglesia, en sus afloramientos aledaños a la localidad de Angualasto (provincia de San Juan). Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 148 - 155. Mendoza.
- Rodríguez Fernández, L. R., N. Heredia, G. Marín, C. Quesada, A. Robador, D. Ragona y R. Cardó, 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes argentinos entre los 30° 30' y 31° 00' de latitud sur. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 111 - 124. Buenos Aires.
- Rolleri, E. y B. Baldis, 1967. Paleogeography and distribution of carboniferous deposits in the Argentine Precordillera. En Coloquio de la I.U.G.S.: La Estratigrafía del Gondwana, Ciencias de la Tierra, 2: 1005-1024, UNESCO, 1969.
- Rolleri, E. O. y P. Criado Roqué, 1969. Geología de la provincia de Mendoza. Actas de las 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 1 - 60. Buenos Aires
- Rubinstein, N., 1992. Carrizal de Arriba: una manifestación de tipo porfírico, provincia de San Juan. Actas 4° Congreso de Geología Económica y 1° Congreso Latinoamericano de Geología Económica, 1: 253-255. Córdoba.
- Sato, A. M., 1987. Mina de molibdeno de Chita (provincia de San Juan): Evolución posmagmática del plutón granítico homónimo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (3 - 4): 349 - 361.
- Sato, A. M., 1989. Caracterización petrológica del plutón granítico de Chita, departamento Iglesia, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 207 p., inédito.
- Sato, A. M. y K. Kawashita, 1988. Edad Rb/Sr de la última intrusión del batolito de Colangüil, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (3): 415 - 418.
- Sato, A. M. y E. J. Llambías, 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del batolito de Colangüil. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 156-165. Mendoza.
- Sato, A. M., E. Llambías, S. E. Shaw y C. E. Castro, 1990. El batolito de Colangüil: modelo del magmatismo neopaleozoico de la provincia de

- San Juan. En O. Bordonaro (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan*: 100 - 122. 11° Congreso Geológico Argentino. San Juan.
- Scalabrini Ortiz, J., 1970. *Litología, variaciones faciales, proveniencia y paleocorrientes de la Hoja 17 b - Guandacol - Norte de la Precordillera sanjuanina*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, inédito.
- Schiller, W., 1912. *La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan*. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 7 (5): 1 - 68, Buenos Aires.
- Sessarego, H. L., 1988. *Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas, aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de la sierra del Tigre, Provincia de San Juan*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, inédito.
- Shaw, S., E. J. Llambías y A. M. Sato, 1990. *New Rb/Sr age determinations from the Colangiüil Batholith between 29° - 31° S, Cordillera Frontal, Argentina*. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 461 - 465.
- Spikerman, J. P., 1967. *Geología de la quebrada de Los Puentes (Perfil transversal al batolito de Colangiüil) provincia de San Juan*. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 52p., inédito.
- Stappenbeck, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. Ministerio de Agricultura. Sección Geología, Minería y Mineralogía. Anales IV (3). 1- 187. Buenos Aires.
- Stelzner, A., 1885. *Beitrag zur Geologie und Palaontologie der Argentinischen Republik*, I. Geologischer Theil. Ed. von T. Fischer, Cassel und Berlin.
- Thiele, R., 1964. *Reconocimiento geológico de la Alta Cordillera de Elqui*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 27, 73 p.
- Uliana, M. A. y K. T. Biddle, 1987. *Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends*. En MacKensie, G. D. (ed.): *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. Geophysical Monography America. Geophysical Union, 40: 271 - 286.
- Uliana, M. A. y K. T. Biddle, 1988. *Mesozoic - Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South América*. Revista Brasileira Geociencias, 18: 172 - 190.
- Uliarte, E. R., E. L. Ruzicky y J. D. Paredes, 1990. *Relatorio de Geomorfología*. En O. Bordonaro (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan*: 212 - 227. 11° Congreso Geológico Argentino. San Juan.
- Uyeda, S., 1983. *Comparative Subductology. Episodes*, 1983 (2): 19 - 24.
- Vitaller, A. O., 1994. *Descripción geológica de la región de las nacientes del arroyo Chita, provincia de San Juan*, Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 92 p., inédito.
- Von Gossen, W. 1992. *Structural evolution of Argentina Precordillera: The Rio San Juan section*. Journal Structural Geology, 14 (6): 643 - 667.
- Wetten, C., 1975 a. *Geología del valle de Iglesia, su relación con los yacimientos de diatomita de Lomas del Campanario e importancia económica*. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 70 p., inédito.
- Wetten, C., 1975 b. *Estudio geológico económico de un yacimiento de diatomita y análisis de mercado*. Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 5: 513 - 529. Argentina.
- Whitney R. Y. y H. Bastías. 1984. *The Tigre fault of San Juan, Argentina*. 97th Annual Meeting. Geological Society of America, 16, 6.
- Yrigoyen, M. R., 1972. *Cordillera Principal*. En Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*: 345 - 364. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba
- Zambrano, J., 1985. *Posibilidades de existencia de hidrocarburos en la Precordillera sanjuanina*. Actas 1° Jornadas Geológicas de Precordillera, 1: 394 - 399. San Juan.
- Zambrano, J. y O. Damiani, 1992. *Investigaciones hidrogeológicas en el área Cuesta del Viento*. Informe Centro Regional de Aguas Subterráneas. 179, 49 p., inédito.

Recibido: junio 1998

Validado: diciembre 1998