

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 3769-I **Barrancas**



El cerro Domuyo (4.702 m), máxima altura de la Patagonia, mostrando sus glaciares en retroceso

Provincias de Mendoza y Neuquén

Vivian Narciso

Petrografía: Graciela Santamaría
Recursos Minerales: Juan Carlos M. Zanettini

Supervisión: Héctor A. Leanza



**INSTITUTO
DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS
MINERALES**

SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

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

Hoja Geológica 3769–I

Barrancas

Provincias de Mendoza y Neuquén

Vivian Narciso

Petrografía: Graciela Santamaría
Recursos Minerales: Juan Carlos M. Zanettini
Supervisión: Héctor A. Leanza

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

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

Boletín Nº 253
Buenos Aires 2004

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Lic. Roberto F. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: Lic. José E. Mendía

SEGEMAR

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

Referencia bibliográfica

NARCISO, V., G. SANTAMARÍA y J. C. M. ZANETTINI, 2004. Hoja Geológica 3769-I, Barrancas. Provincias de Mendoza y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 253, 60 págs. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
Ubicación de la Hoja y área que abarca	3
Naturaleza del trabajo	3
Investigaciones anteriores	3
2. ESTRATIGRAFÍA	4
Relaciones generales	4
2.1. Paleozoico – Mesozoico	4
2.1.1. Pérmico superior -Triásico medio	4
Grupo Choiyoi	4
2.2. Mesozoico	5
2.2.1. Triásico superior - Jurásico inferior (Hettangiano)	5
Formación Remoredo	5
2.2.2. Jurásico	6
2.2.2.1. Sinemuriano - Calloviano inferior	6
Grupo Cuyo	6
2.2.2.2. Toarciano superior - Bajociano inferior	7
Formación Los Molles	7
2.2.2.3. Aaleniano - Calloviano inferior	10
Formación Lajas	10
2.2.2.4. Calloviano superior - Oxfordiano	11
Grupo Lotena	11
Formación La Manga	11
Formación Auquilco	12
2.2.3. Jurásico superior - Cretácico inferior	13
Grupo Mendoza	13
2.2.3.1. Kimmeridgiano	13
Formación Tordillo	13
2.2.3.3. Rithoniano inferior - Valanginiano inferior	14
Formación Vaca Muerta	14
2.2.3.4. Valanginiano medio	15
Formación Chachao	15
2.2.2.5. Valanginiano superior - Barremiano inferior	16
Formación Agrio	16

2.2.4.	Cretácico inferior	17
2.2.4.1.	Barremiano superior - Albino	17
	Grupo Rayoso	17
	Formación Huitrín	17
	Formación Rayoso	18
2.2.5.	Cretácico superior	19
2.2.5.1.	Cenomaniano - Campaniano inferior	19
	Grupo Neuquén	19
2.2.5.2.	Santoniano superior - Campaniano inferior	20
	Formación Pelán	20
2.3.	Mesozoico - Cenozoico	21
2.3.1.	Cretácico superior - Paleógeno	21
2.3.1.1.	Campaniano superior - Daniano	21
	Grupo Malargüe	21
	Formación Loncoche	21
	Formación Roca	22
2.4.	Cenozoico	23
2.4.1.	Paleógeno	23
2.4.1.1.	Paleoceno	23
	Formación Pircala	23
2.4.1.2.	Oligoceno	23
	Formación Agua de la Piedra	23
2.4.2.	Paleógeno - Neógeno	24
2.4.2.1.	Oligoceno - Mioceno inferior	24
	Grupo Molle	24
	Formación Colipilli	25
2.4.3.	Neógeno	26
2.4.3.1.	Mioceno inferior	26
	Formación Loma Fiera	26
2.4.3.2.	Mioceno medio	26
	Formación Tristeza	26
	Grupo Palauco	27
	Grupo Domuyo	28
2.4.3.3.	Mioceno superior - Plioceno	28
	Formación Huincán	28
	Formación Letelier	29
2.4.3.4.	Plioceno	29
	Formación Coyocho	29
2.4.4.	Neógeno - Cuaternario	30

2.4.4.1.	Plioceno superior - Pleistoceno	30
	Formación Tilhué	30
2.4.5.	Cuaternario	31
2.4.5.1.	Plioceno inferior	31
	Formación Payún Matrú	31
	Formación Chapúa	31
2.4.5.2.	Pleistoceno superior	32
	Formación El Portezuelo	32
2.4.5.3.	Pleistoceno superior - holoceno temprano	32
	Riolita Cerro Domo	32
2.4.5.4.	Holoceno	33
	Formación El Puente	33
	Formación La Planchada	33
	Andesitas Matrú	34
	Formación Tromen	34
	Depósitos de remoción en masa	34
	Depósitos aluviales y coluviales	35
	Depósitos aluviales recientes	35
3.	ESTRUCTURA	35
3.1.	Descripción de las estructuras principales	35
3.2.	Evolución tectónica	38
4.	GEOMORFOLOGÍA	39
4.1.	Geoformas derivadas de procesos endógenos	40
4.2.	Geoformas derivadas de procesos exógenos	40
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	41
6.	RECURSOS MINERALES	43
6.1.	Depósitos de minerales metalíferos	43
6.2.	Depósitos de minerales industriales	49
6.3.	Combustibles sólidos	51
6.4.	Petróleo	51
7.	SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	52
BIBLIOGRAFÍA		53

RESUMEN

La Hoja 3769-I, BARRANCAS, está ubicada en el sur de la provincia de Mendoza y noroeste de la provincia del Neuquén. La entidad más antigua reconocida corresponde a las volcanitas mesosilíceas del Grupo Choyoi (Pérmico superior – Triásico medio) que forma parte del basamento de la cuenca Neuquina. A partir del Triásico superior se genera la apertura de depocentros en la citada cuenca, cuya sedimentación comienza con los depósitos de *synrift* de la Formación Remoredo, atribuida al Triásico superior – Jurásico inferior (Hettangiano). Posteriormente se verifica una inundación de la cuenca y - discordancia mediante - se depositan entre el Sinemuriano y el Calloviano inferior, las sedimentitas marinas del Grupo Cuyo, representado en la Hoja por las Formaciones Lajas y Los Molles con su Miembro Bardas Blancas. La máxima inundación se produjo durante el Aaleniano-Bajociano. La agradación de las distintas secuencias motivó la regresión del sistema que finalmente culmina en el Calloviano inferior con la desecación de la cuenca.

En el Calloviano superior y hasta el Oxfordiano se inicia un nuevo ciclo de sedimentación, registrándose en el área estudiada la acumulación de las unidades superiores del Grupo Lotena (Formaciones La Manga y Auquilco).

Después de esta colmatación, se deposita en el Kimmeridgiano la Formación Tordillo, constituida por capas continentales con participación volcánica al oeste, evidenciando para esta época la existencia de condiciones de subducción vinculadas a extensión cortical. El Grupo Mendoza, ya iniciado con la depositación de la Formación Tordillo, continúa con una ingresión marina que encuentra su máxima inundación en el Tithoniano. Hacia el Barremiano superior y el Albiano las condiciones hidrológicas de la cuenca comienzan a cambiar, registrándose la depositación de las secuencias clásticas y evaporíticas del Grupo Rayoso. Desde el Cenomaniano al Campaniano inferior, se depositaron en discordancia erosiva sedimentitas continentales del Grupo Neuquén. En el Santoniano superior – Campaniano inferior se emplazaron andesitas y pórfiros andesíticos y dioríticos de la Formación Pelán. Posteriormente, durante el Campaniano superior – Daniano, comienza una lenta subsidencia permitiendo una ingresión marina, esta vez atlántica, que da lugar a la depositación del Grupo Malargüe, representado en la Hoja por las Formaciones Loncoche, Roca y Pircala.

Las evidencias regionales indican que el levantamiento de la cordillera comienza en el límite Paleoceno

- Eoceno. Estos movimientos favorecieron además la regresión registrada al tope del Grupo Malargüe.

Luego de la discordancia presente en la base de la Formación Agua de la Piedra, atribuida al Oligoceno, se verifica una fuerte actividad magmática que se extiende hasta el Mioceno inferior, con el emplazamiento de lavas andesíticas del Grupo Molle. Al inicio del Mioceno se depositaron sedimentitas con alto contenido piroclástico asignadas a la Formación Loma Fiera, que se apoyan en discordancia angular sobre las entidades infrayacentes. En el Mioceno medio se desarrolla un evento magmático de gran importancia, con una fase intrusiva perteneciente al Grupo Domuyo y otra de naturaleza efusiva denominada Grupo Palauco. Simultáneamente con este evento tiene lugar la sedimentación de la Formación Tristeza. Durante el Mioceno tardío y el Plioceno, la actividad ígnea continua siendo intensa, y está representada por el magmatismo ácido de la Formación Huincán, mientras que en la cuenca de antepaís se acumularon las sedimentitas de la Formación Letelier. Lavas básicas de la Formación Coyocho se emplazaron en el Plioceno. En el límite Plioceno-Pleistoceno la actividad volcánica está representada por las volcanitas de la Formación Tilhué.

En el Pleistoceno temprano se inicia la construcción del aparato volcánico del Payún Matrú, de naturaleza predominantemente andesítica, incluyendo las Formaciones Payún Matrú y Chapúa. La evolución de este centro volcánico se extiende en el tiempo, verificándose en el Pleistoceno superior la acumulación de tobas ignimbríticas de la Formación El Portezuelo y posteriormente, en el límite Pleistoceno – Holoceno el emplazamiento de la Riolita Cerro Domo. Durante el Holoceno la actividad volcánica continúa, manifestándose en primer término el derrame de basaltos olivínicos (Formación El Puente), luego traquitas y pumicitas (Formación La Planchada), andesitas (Andesitas Matrú) y, nuevamente, basaltos olivínicos (Formación Tromen), con los que finaliza la actividad ígnea en la región considerada.

En el Pleistoceno tardío y hasta tiempos recientes, la región estuvo sometida a procesos de englazamiento, de modo que en las alturas occidentales se desarrollan geoformas producto de la acción glacial.

Finalmente, completan el cuadro estratigráfico del Cuaternario los depósitos de remoción en masa, aluviales y coluviales y aluviales recientes.

Los recursos minerales de la comarca consisten principalmente en cobre sedimentario, depósitos de azufre bioepigenético y sales. El fuerte de la actividad económica de la región se basa en la explotación de los yacimientos petrolíferos.

ABSTRACT

The geological sheet 3769-I, BARRANCAS is located in the southern part of Mendoza province and the northeastern region of the Neuquen province. The oldest unit recognized in the area is constituted by mesosilicic volcanic rocks of the Choiyoi Group, whose age is Late Permian – Middle Triassic, and forms part of the Neuquén Basin basement. After the late Triassic, takes place the opening of the Neuquén Basin, which starts with the Remoredo Formation synrift deposits, assigned to the Late Triassic - Early Jurassic (Hettangian). As a result of a flooding episode in the basin, this unit is unconformably covered by marine sedimentites of the Cuyo Group, which is represented in the mapped area by the Los Molles Formation, including its Bardas Blancas Member, and the Lajas Formation. The most important inundation occurred during the Aalenian - Bajocian. The aggradation of the different sequences produces a regression system, which ends in the Early Callovian with the desiccation of the basin.

A new sedimentary cycle takes place during Upper Callovian and Oxfordian times, in the mapped area, allowing the deposition of the upper units of the Lotena Group (La Manga and Auquilco Formations).

After the total infill of the basin by successive progradation episodes, continental sedimentites of the Tordillo Formation were deposited in the Kimmeridgian. This unit displays high rate of volcanoclastic sequences to the west, showing the evidence of a subduction system with crustal extension. The Mendoza Group, which started with the Tordillo Formation, continued with a marine ingression whose highest sea level rise was in the Tithonian. In the Late Barremian and the Albian the hydrologic basin conditions started to change and began the deposition of the clastic and evaporite sequences of the Rayoso Group. In erosive unconformity, between the Cenomanian to the Early Campanian, the continental deposition of the Neuquen Group took place. During the Late Santonian to the Early Campanian, the andesitic Pelan Formation was intruded. Afterwards, a slow subsidence allowed an Atlantic marine ingression, termed the Malargüe Group, which is represented in the mapped area by the Loncoche, Roca and Pircala Formations.

Regional evidences show that the uplift of the Andean Cordillera started during the Paleocene – Eocene boundary. This orogenic movements were the responsible of the regression which took place

at the top of the Malargüe Group.

After the unconformity registered at the base of the Agua de la Piedra Formation, assigned to the Oligocene, a strong magmatic activity took place up to the Early Miocene, with the emplacement of andesitic lavas of the Molle Group. During the Early Miocene, sedimentites with high pyroclastic content assigned to the Loma Fiera Formation covering in angular unconformity the precedent units, were deposited. During the Middle Miocene a very important magmatic episode was developed, with an intrusive phase belonging to the Domuyo Group, and other of effusive nature termed the Palauco Group. Simultaneously with this magmatic event, the sedimentation of the Tristeza Formation took place. During the Late Miocene and the Pliocene, the magmatic activity is intensively continued, and is represented by the acid magmatism of the Huincán Formation, whereas in the foreland basin, sedimentites of the Letelier Formation were accumulated. Afterwards, in the Pliocene, basic lava flows of the Coyochó Formation were recorded. In the Plio-Pleistocene boundary, the volcanic activity is represented by the Huincán Formation.

In the Early Pleistocene, the volcanic structure building of dominantly andesitic nature of the Payún Matrú volcano begun, including the Payún Matrú and Chapúa Formations. The evolution of this volcanic center continued along the time, taking place in the Late Pleistocene the accumulation of ignimbritic tuffs of the El Portezuelo Formation, and afterwards, in the Pleistocene - Holocene boundary, the emplacement of the Riolita Cerro Domo. During the Holocene the volcanic activity still continues, occurring in first place olivinic basaltic flows (El Puente Formation), then traquites and pumicites (La Planchada Formation), andesites (Andesitas Matrú), and, again, olivinic basalts (Tromen Formation), coming finally to an end the igneous activity of the considered region.

During the Upper Pleistocene up to recent times, the mapped area was affected by glaciation processes, and characteristic glacial erosional geofoms in the western highlands were developed.

Finally, the Quaternary picture of the area is completed with mass-wasting, alluvial - colluvial and recent alluvial deposits.

The mineral resources of the area mainly consist in sedimentary copper, bioepigenetic sulphur and salt deposits. The strong economic activity in this area, however, is based on the exploitation of oil fields.

1. INTRODUCCIÓN

NATURALEZA DEL TRABAJO

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 3769-I, BARRANCAS, se extiende entre los paralelos 36° y 37° de latitud sur y los meridianos 69° y 70° 30' de longitud oeste. Abarca la región sur del departamento Malargüe, provincia de Mendoza, y la sección norte y nordeste de los departamentos Pehuenches y Chos Malal pertenecientes a la provincia del Neuquén, cubriendo una superficie aproximadamente de 14.600 km² (véase Figura 1).

El relieve de la comarca está caracterizado hacia el oeste del río Grande por la presencia de cordones montañosos registrando alturas promedio de 3.500 m, siendo el cerro Domuyo (4.702 m), el que presenta la mayor elevación de la zona. Hacia el este del área que abarca la Hoja se desarrolla un extenso campo volcánico correspondiendo las alturas máximas a los volcanes Payún (3.838 m) y Payún Matrú (3.715 m).

La Hoja ha sido confeccionada siguiendo las normas para la realización y presentación de Hojas Geológicas del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:250.000 del SEGEMAR. Se efectuó un importante y extenso trabajo de recopilación que culminó con una verificación y resolución en el campo de los problemas que surgieron a partir de la gran diversificación del material utilizado en cuanto a escalas, objetivos y criterios adoptados por los diferentes autores. Se contó con imágenes satelitales TM a escala 1 : 250.000, y para las áreas de mayor complejidad geológica se recurrió a otras escalas de imágenes que pudieran mostrar con detalle la zona con problemas a resolver.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los primeros antecedentes sobre el conocimiento geológico de la zona se deben principalmente a Bodenbender (1892), Burckhardt (1903) y Groeber

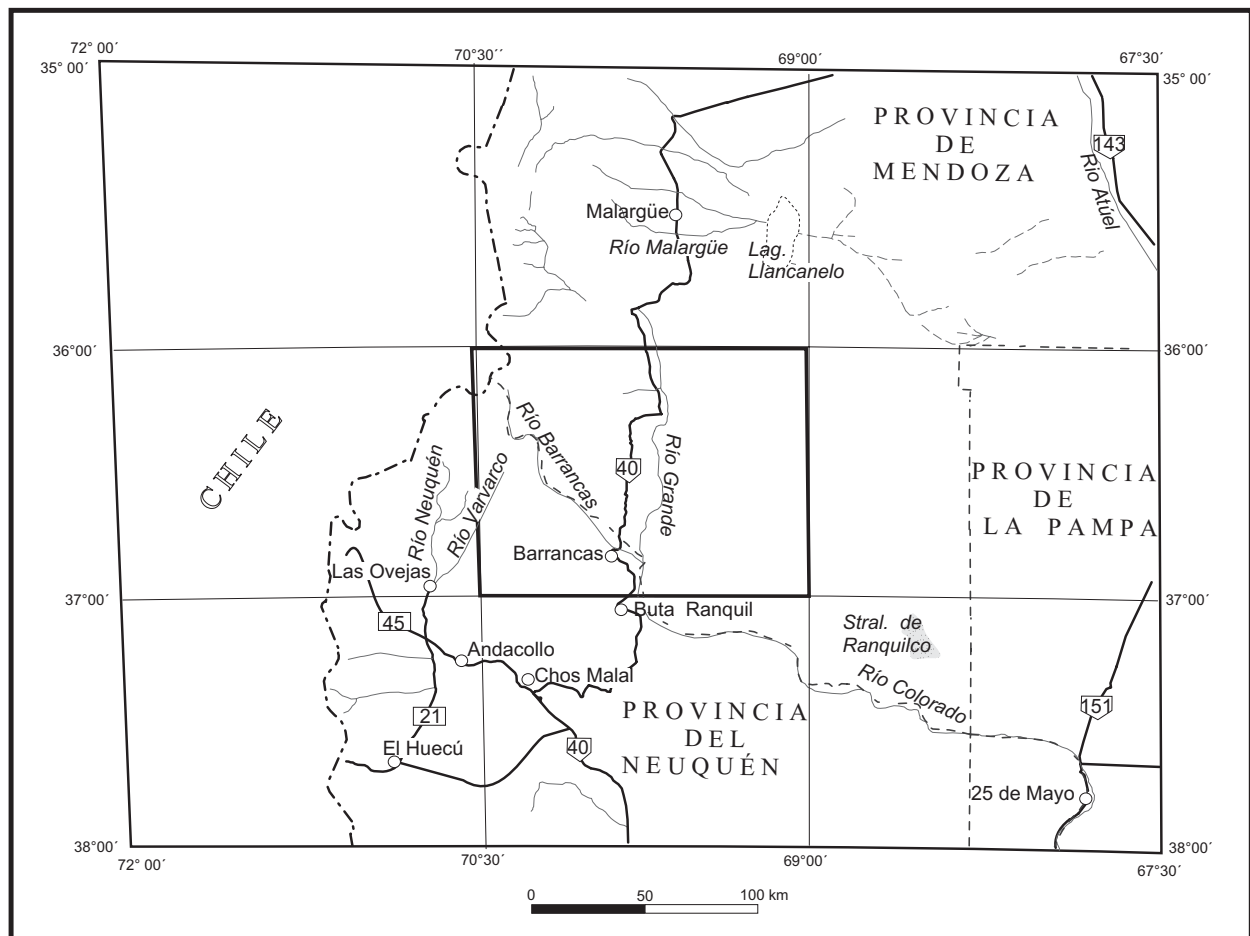


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja 3769-I, BARRANCAS.

(1918, 1929, 1933, 1937). Este último autor realizó investigaciones de carácter regional, introduciendo conceptos para el análisis de las sedimentitas mesozoicas que fueron posteriormente desarrollados por numerosos autores.

El hallazgo de áreas con una importante fauna de ammonites y bivalvos dio lugar a estudios bioestratigráficos de detalle que contribuyeron en la determinación de las edades de las diferentes unidades aflorantes. Entre esos trabajos pueden citarse los aportados por Leanza y Hugo (1978), Leanza (1981a, 1981b) y Riccardi *et al.* (1993).

A partir del descubrimiento de los campos petroleros en la zona sur de la provincia de Mendoza, Yacimientos Petrolíferos Fiscales comenzó con una serie de estudios del área, tanto estructurales como estratigráficos, que se iniciaron con los relevamientos de Criado Roque (1948), extendiéndose hasta la década de los '80 con los trabajos de Kozłowski *et al.* (1989) y Legarreta *et al.* (1985).

Las Hojas a escala 1 : 200.000 que comprenden el área de la actual Hoja Barrancas a escala 1 : 250.000 son las siguientes: 30c, Puntilla del Huicán (Groeber, 1937), 31c, Confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Groeber, 1933), 30d, Payún Matrú (González Díaz, 1972a) y 31d, La Matancilla (González Díaz, 1979).

La bibliografía incluida en el texto de la Hoja refleja la gran cantidad antecedentes existentes en la zona, especialmente a trabajos regionales con objetivos tanto científicos como aplicados a la industria del petróleo, la minería y la geotermia.

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La 3769-I, BARRANCAS está ubicada en el segmento austral de la Cordillera Principal, en la Faja plegada y corrida de Malargüe. La unidad más antigua reconocida en el área corresponde a las volcanitas mesosilíceas del Grupo Choiyoi de edad permo-triásica, las cuales constituyen el basamento sobre el que se depositan mediante discordancia las sedimentitas mesozoicas que conforman la cuenca Neuquina. Durante el Cenozoico se registra una fuerte actividad magmática en un contexto de retroarco, simultáneamente con la acumulación de sedimentitas en las cuencas de antepaís y *piggy back*.

La cuenca Neuquina, ubicada en el retroarco de un margen activo convergente, comienza como un

sistema de *rift* para evolucionar al ritmo de los cambios de velocidad de convergencia durante un período de aproximadamente 200 Ma. Ello se traduce en complejas relaciones estratigráficas. Los cambios en las tasas de subsidencia, la actividad del arco magmático, los ciclos eustáticos y la tectónica andina son los principales responsables de las discordancias y de la configuración geométrica de las distintas unidades litoestratigráficas genéticamente relacionadas.

2. 1. PALEOZOICO-MESOZOICO

2.1.1. PÉRMICO SUPERIOR – TRIÁSICO MEDIO

GRUPO CHOIYOI (1)

Volcanitas mesosilíceas, tobas, areniscas

Antecedentes

Esta entidad que tiene un gran desarrollo areal, forma parte del pre-*rift* de la cuenca Neuquina. Su localidad tipo se encuentra en la cordillera del Viento, y fue denominada por Groeber (1946) como Choiyoiitense, sustituyendo su propia denominación previa de Serie Porfirítica Supratriásica (Groeber, 1929).

Distribución areal

En el ámbito de la Hoja, el Grupo Choiyoi aparece solamente en unos pocos bloques elevados tectónicamente. En el área del anticlinal Domuyo, sus afloramientos son relativamente reducidos, habiendo sido levantados por la masa intrusiva del Grupo Domuyo. En la zona de la sierra Azul forma parte del núcleo del anticlinal y posee como término más alto unos mantos de pórfidos cuarcíferos observables en el arroyo Coehucó. Constituye el núcleo de los braquianticlinales de Cara Cura y Reyes. En discordancia sobre el Grupo Choiyoi se depositaron las unidades que corresponden a la etapa del inicio de apertura de la cuenca Neuquina (depósitos de *synrift*).

Litología

Méndez *et al.* (1995) subdividieron esta entidad en tres secciones sobre la base de sus características litológicas. Solamente la sección superior es la

que aflora dentro de los límites de la Hoja. Está constituida por andesitas, tobas dacíticas y tobas riolíticas que alternan con brechas y areniscas tobáceas. Los colores de la secuencia son los violáceos, rojizos y verdosos, y sus espesores en el área de la sierra de Reyes están en el orden de los 300 m (Méndez *et al.*, 1995).

De acuerdo con los estudios petrográficos realizados, las volcanitas corresponden, en términos generales, a una serie normal calcoalcalina (Caminos, 1972), observándose una acidificación gradual hacia las porciones más jóvenes, aunque en la sección superior de la sierra de Reyes y la cordillera del Viento se produce una recurrencia en la evolución magmática.

El predominio de piroclásticas sobre las lavas sugiere que el volcanismo fue del tipo explosivo. La presencia de las sedimentitas intercaladas indica la existencia de sistemas fluviales coetáneos (Méndez *et al.*, 1995).

Relaciones estratigráficas

En el ámbito de la Hoja, el Grupo Choiyoi es la entidad más antigua, no observándose sus relaciones de base, ya que sólo afloran los términos superiores del mismo. Sin embargo, puede asumirse, sobre lo estudiado en la cordillera del Viento al sur, y en la sierra Pintada y Cordillera Frontal al norte, que se apoya en discordancia angular sobre sedimentitas y volcanitas paleozoicas.

También se apoyan discordantemente sobre esta entidad las distintas unidades del Mesozoico que constituyen el relleno de la cuenca Neuquina. En el área del cerro Domuyo está cubierto por el Grupo Cuyo, mientras que en la zona de la sierra Azul y sierra de Reyes le sobreyace la Formación Remoredo.

Edad y correlaciones

Dataciones radimétricas realizadas por Caminos *et al.* (1979, 1982) arrojaron los siguientes resultados: 252 ± 14 Ma y 235 ± 10 Ma. Por ende, las volcanitas son asignadas al lapso comprendido entre el Pérmico superior y el Triásico medio. El Grupo Choiyoi que aflora en la Hoja es correlacionable con el Choiyolitense de Groeber (1946), con la Formación Sierra Azul de Dessanti (1973) y con las Volcanitas Choiyoi de Méndez *et al.* (1995).

2. 2. MESOZOICO

2. 2. 1. TRIÁSICO SUPERIOR – JURÁSICO INFERIOR (HETTANGIANO)

Formación Remoredo (2)

Conglomerados, areniscas y tobas

Antecedentes

Esta unidad que fuera definida por Groeber *et al.* (1953) tiene su localidad tipo en la quebrada de Remoredo, en la sierra de Reyes. Gulisano (1981) y Gulisano *et al.* (1984) realizaron un trabajo regional de análisis de cuenca, involucrando a esta unidad dentro de la Mesosecuencia Precuyo. Una síntesis de estos estudios se encuentra en Legarreta y Gulisano (1989).

Distribución areal

Esta unidad aflora como parte del núcleo de los braquianticlinales de las sierras Azul, de la Cara Cura y Reyes. En esta última localidad está claramente expuesta en la quebrada de Remoredo (véase Foto 1).

Litología

Son depósitos detríticos que incluyen componentes volcánicos y piroclásticos. Se trata de pelitas tobáceas, de color violeta oscuro a moradas, con intercalaciones de areniscas y conglomerados. Los espesores son muy variables, llegando a medir hasta 450 m, y pudiendo no presentar desarrollo alguno en otros sectores. Constituyen el relleno inicial de *synrift*. Sus depósitos de geometría cuneiforme están recostados sobre los colgantes de las fallas lístricas normales que actúan en la etapa inicial de subsidencia tectónica.

Al inicio de la extensión mecánica se conforman pequeñas cubetas aisladas (hemigrábenes) que se rellenan con depósitos aluviales de origen volcanoclástico. Las secciones sísmicas avalan este concepto, observándose que esta geometría de hemigrábenes tiene polaridades cambiantes en sus fallas principales (Uliana *et al.*, 1989; Vergani *et al.*, 1995).

Ambiente

Los hemigrábenes aislados citados previamente son rellenos por sistemas aluviales locales. Existe una



Foto 1: Flanco occidental del anticlinal de sierra de Reyes en la quebrada de Remoredo, mostrando afloramientos de la unidad homónima.

fuerte influencia en el aporte del material que proviene del yaciente de la falla principal. Se trata principalmente de abanicos dominados por flujos densos con una fuerte pendiente y con abundante aporte piroclástico.

Relaciones estratigráficas

La Formación Remoredo se apoya en discordancia angular sobre las volcanitas permo-triásicas del Grupo Choiyoi. Esta discontinuidad de carácter regional es conocida en la literatura como discordancia Supratriásica. Esta superficie separa la entidad infrayacente de *pre-rift* de la suprayacente de *synrift*. La Formación Remoredo está limitada en su techo por la discordancia determinada por la Fase Rioatuélica que la separa de la Mesosecuencia Cuyo (equivalente al Grupo Cuyo).

Edad y correlaciones

La falta de fósiles con valor cronoestratigráfico de esta sucesión hace difícil la determinación de su edad, asignándose la tentativamente al intervalo Triásico superior – Jurásico inferior, Hettangiano (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984). Gulisano (1981) la incluyó dentro del Ciclo Sedimentario

Precuyano, realizando además un importante aporte con respecto a las equivalencias de las unidades que lo conforman. Posteriormente, Legarreta y Gulisano (1989) lo designaron como Mesosecuencia Precuyo.

Nota del supervisor: Las últimas evidencias tienden a considerar que la edad más probable de la Formación Remoredo corresponde al Jurásico inferior por yacer en discordancia sobre la Formación Llantenes del Neotriás (Stipanovic y Manceñido, 2002). En consecuencia, su equiparación con las Formaciones La Primavera o Sierra Chacaicó de la provincia del Neuquén – y no con el Precuyano o la Formación Lapa – parece altamente probable.

2. 2. 2. JURÁSICO

2. 2. 2. 1. Sinemuriano – Calloviano inferior

GRUPO CUYO (3)

Areniscas calcáreas, vaques, pelitas

Antecedentes

La estratigrafía del Jurásico en el ámbito de la Hoja ha podido ser estudiada con mucho detalle de-

bido a la existencia de una rica fauna de ammonites (Riccardi *et al.*, 1993) y a los excelentes afloramientos de las secciones, pudiendo de este modo ser datadas las distintas secuencias depositacionales que la conforman. El Grupo Cuyo fue denominado por primera vez por Groeber (1946) como Cuyano, quien ubicó dentro de este término a los pisos de la sección inferior del Jurásico. Posteriormente, Dellapé *et al.* (1978) designaron como Grupo Cuyo a la secuencia sedimentaria que se desarrolla entre las discordancias determinadas por las Fases Rioatuélica y Loténica.

Con el Ciclo Cuyano se inicia la primera sedimentación marina de la cuenca. Gulisano *et al.* (1984) determinaron que internamente está dividido en seis secuencias depositacionales. Es posible reconocer dentro de cada secuencia ambientes de plataforma, talud y fondo de cuenca. Sobre la plataforma se desarrollan facies marinas marginales hasta continentales, sobre el talud y fondo se forman facies turbidíticas, las que son seguidas por sedimentitas pelíticas de interior de cuenca.

Las facies de pelitas negras laminadas correspondientes a ambiente marino profundo con turbiditas intercaladas reciben la denominación litoestratigráfica de Formación Los Molles, mientras que las facies de plataforma clástica marina que progradan sobre las mismas se conocen como Formación Lajas (véanse Figuras 2 y 3).

La agradación de las distintas secuencias que conforman la Mesosecuencia Cuyo produce la regresión al tope de la misma, que culmina con la desecación de la cuenca (Legarreta y Gulisano, 1989). Los yesos de la Formación Tábanos representan el relleno evaporítico de esta última etapa. Esta unidad, si bien aflora extensamente en el cerro Domuyo, no resulta mapeable a la escala de la Hoja. Dentro del área estudiada, en consecuencia, se han carteaado como integrantes del grupo Cuyo a las Formaciones Los Molles y Lajas.

Llambías *et al.* (1978) realizaron estudios en el área del Domuyo que involucran los afloramientos del Grupo Cuyo, en tanto que Gulisano *et al.* (1984) brindaron un trabajo de detalle de las unidades involucradas en el citado grupo desde el enfoque de la estratigrafía secuencial.

Distribución areal

El Grupo Cuyo aflora en la sierra Azul, en el cerro Domuyo (véase Foto 2) y en las sierras de la Cara Cura y Reyes. No obstante, los afloramientos

agrupados complejivamente bajo ese nombre han sido mapeados en el área del Domuyo, en las adyacencias de la laguna La Turbia y en el flanco oriental de la cordillera del Viento. En los braquianticlinales de las sierras Azul, de la Cara Cura y Reyes, las Formaciones Los Molles y Lajas se han mapeado en forma diferenciada.

Litología

Llambías *et al.* (1978) identificaron una sección inferior compuesta por brechas compactas con abundantes clastos de riolitas, con matriz arenosa tobácea, bien estratificadas. La parte superior, en cambio, está constituida por areniscas grises, pelitas negras y margas oscuras.

Ambiente

Digregorio y Uliana (1980) determinaron que estas sedimentitas corresponden a depósitos litorales que gradan a acumulaciones marinas de baja energía en medio restringido.

Relaciones estratigráficas

La base de este conjunto sedimentario es una marcada superficie transgresiva. El Grupo Cuyo comienza con una inundación marina sobre el substrato que puede estar constituido tanto por las sedimentitas de la Formación Remoredo como por las volcánicas del Grupo Choiyoi. La discordancia que separa el Grupo Cuyo del Precuyano es denominada Intraliásica ó Rioatuélica.

Edad y correlaciones

La sedimentación del Grupo Cuyo se inicia en el ámbito de la Hoja en el Sinemuriano, extendiéndose hasta el Calloviano medio (Legarreta *et al.*, 1993).

2. 2. 2. 2. Toarciano superior – Bajociano inferior

Formación Los Molles (4)

Areniscas calcáreas y pelitas oscuras

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Weaver (1931), en tanto que su localidad tipo fue determinada por Volkheimer (1973) en el curso del arroyo Maihuén

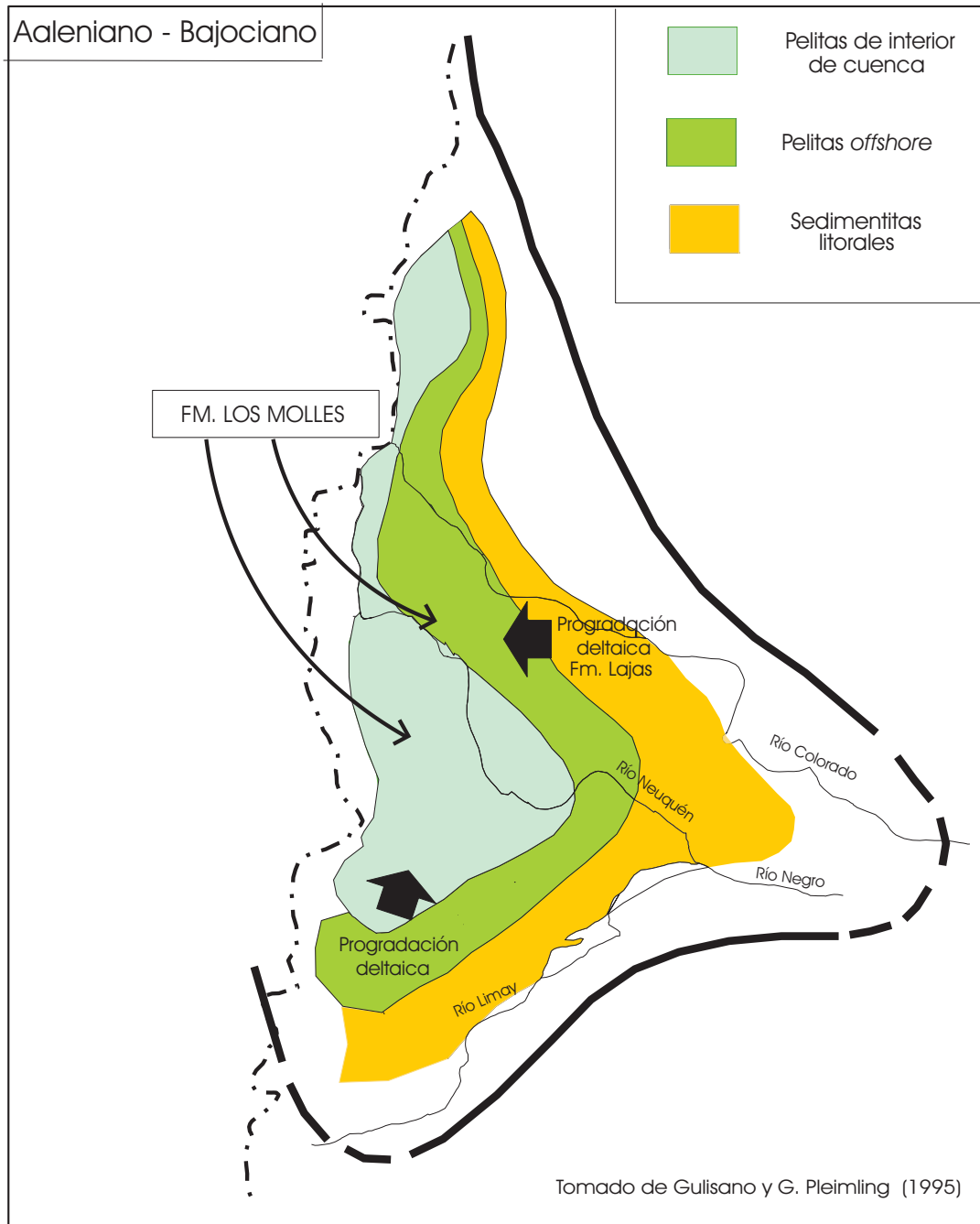


Figura 2. Mapa paleogeográfico del Aaleniano-Bajociano en la cuenca Neuquina.

en la comarca de la sierra de Chacaicó, provincia del Neuquén. Riccardi (1993) se encargó de sintetizar los antecedentes disponibles de esta unidad.

En el área de estudios, especialmente en las sierras Azul, de la Cara Cura y Reyes, el tramo arenoso basal de la Formación Los Molles fue diferenciado y designado por Gulisano (1981) como Miembro Bardas Blancas. Posteriormente, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) lo elevaron a rango de Formación. No obstante, por razones de escala, en el presente trabajo se seguirá el criterio adoptado por Rossi y Veiga (1990), quienes

consideran a esta sección arenosa como el Miembro Bardas Blancas integrante de la Formación Los Molles.

Distribución areal

Esta unidad en el ámbito de la Hoja aflora en los braquianticlinales de la sierras Azul, de Reyes, de la Cara Cura y del cerro Domuyo (véase Foto 3), si bien en estos dos últimos lugares los espesores que presenta no son mapeables a la escala de este trabajo.

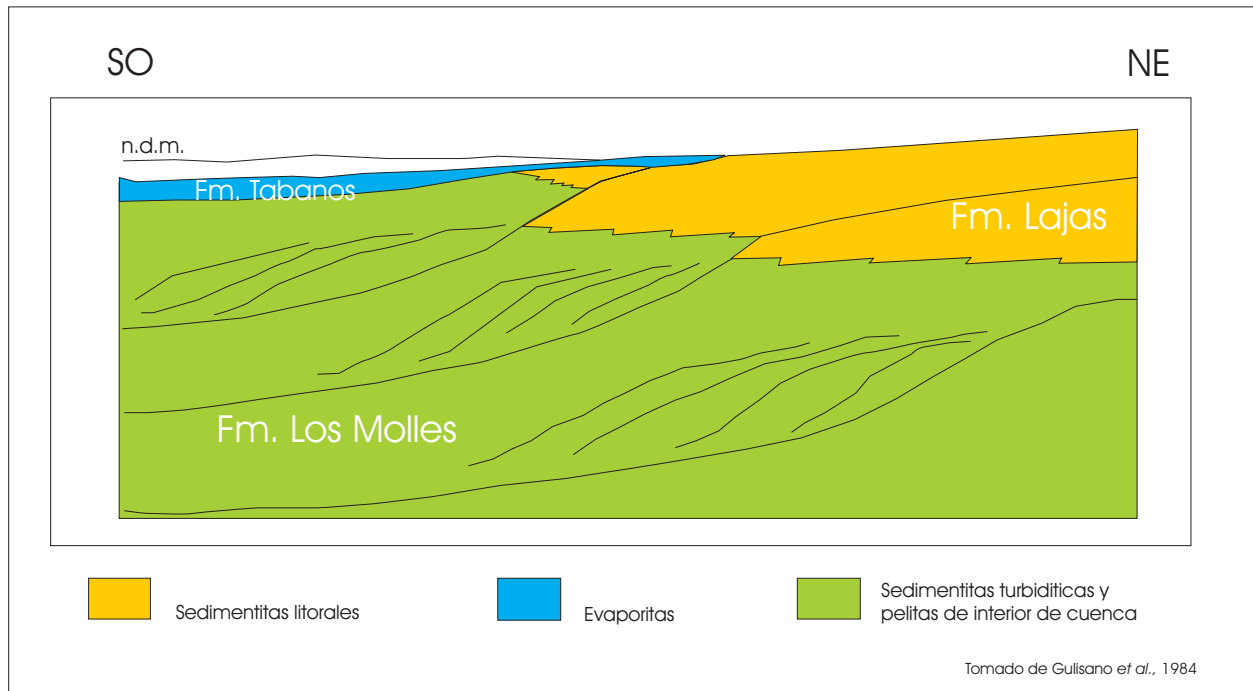


Figura 3. Esquema estratigráfico del Grupo Cuyo en el sur de Mendoza.

Litología

La sección basal comienza con areniscas gris verdosas a gris amarillento, finas a medianas, localmente conglomerádicas con estratificación entrecruzada planar y *hummocky*, restos de valvas de pelecípodos y ammonites. A este tramo de la Formación Los Molles se lo identifica como Miembro Bardas Blancas. Esta sección presenta, en general, una notable variación lateral de espesores. En el área de la sierra de Reyes, el sector este de la megaestructura registra un espesor de 250 m, hacia el oeste en la zona de la quebrada de Remoredo se reduce a 190 m, mientras que inmediatamente al sur de esta última quebrada sólo alcanza 7 m de espesor. Hacia el área de la sierra de la Cara Cura persiste esta disminución de espesores llegando a registrarse 67 metros.

Por encima de éstos términos tiene lugar el desarrollo de un conjunto de sedimentos pelíticos oscuros con ondulitas de ola y fangolitas negras, también portadoras de faunas marinas. La unidad presenta variaciones de espesores importantes, verificándose un incremento de potencia de este a oeste y de norte a sur, razón por la cual no aparecerían las pelitas de cuenca interna en el ámbito de la sierra de la Cara Cura (Criado Roque, 1948). En cambio, en el área de sierra de Reyes se han verificado para la Formación Los Molles espesores desde 17 m hasta 190 m (Rossi y Veiga, 1990).

Paleontología

La presencia de invertebrados marinos como ammonites y pelecípodos son frecuentes, aunque también se han encontrado foraminíferos y ostrácodos tanto como restos de vegetales y polen (Digregorio y Uliana, 1980; Riccardi *et al.*, 1993).

Ambiente

La sección basal se interpreta como barras de tormenta en un ambiente de plataforma cercano a la costa, mientras que la parte superior indicaría una plataforma costa afuera a interior de cuenca.

Relaciones estratigráficas

La Formación Los Molles se apoya en discordancia sobre la Formación Remoredo y es cubierta en forma transicional por las facies marino marginales de la Formación Lajas que prograda sobre ella.

Edad y correlaciones

La edad de la Formación Los Molles está acotada perfectamente por su contenido fosilífero. Las secuencias depositacionales que llegan a la porción



Foto 2: Vista de la vertiente sudoriental del cerro Domuyo (4.702 m), situado en la porción Neuquina de la Hoja, que constituye la máxima altura de la Patagonia, mostrando en primer plano morenas en retroceso. Fotografía obtenida por Osvaldo Carbone.

de la cuenca que abarca la Hoja son las correspondientes al lapso Toarciano superior a Bajociano inferior. Esta unidad sería correlacionable en subsuelo con la Formación Tres Esquinas de la zona del río Atuel.

2. 2. 2. 3. Aaleniano – Calloviano inferior

Formación Lajas (5)

Conglomerados y areniscas esqueléticas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Weaver (1931) en la provincia del Neuquén sin indicación de una sección ó localidad tipo, pero con una clara indicación de su posición estratigráfica. Dellapé *et al.* (1978) establecieron que la Formación Lajas representa la culminación de la secuencia regresiva del Grupo Cuyo en el sur de Neuquén. Posteriormente, Gulisano (1981), Gulisano *et al.* (1984), Legarreta y Gulisano (1989) y Riccardi y Gulisano (1990) realizaron aportes valiosos para el estudio de esta entidad.

Distribución areal

La Formación Lajas aflora en la sierra de Reyes con espesores que no permiten su mapeo en la escala del presente trabajo, constituyendo parte del flanco oriental de la sierra de la Cara Cura.

Litología

Está constituida principalmente por areniscas calcáreas medianas, gris a gris amarillentas y conglomerados finos hasta muy gruesos, con clastos de rocas porfíricas, conformando ciclos estratocrecientes. Las estructuras primarias predominantes son entrecruzamiento planar para las facies gruesas y estratificación sigmoidal para las facies de areniscas.

En la sierra de la Cara Cura se distinguen dos conjuntos sedimentarios, uno basal compuesto por conglomerados gruesos a medianos con estratificación entrecruzada planar y areniscas interestratificadas con fangolitas portadoras de pelecípodos. Por encima continúan areniscas medianas con estratificación entrecruzada sigmoidal, festoneada y planar, también con restos de pelecípodos (Rossi y Veiga, 1990).

Ambiente

Las facies finas con estratificación sigmoidal son interpretadas como barras submareales desarrolladas en un ambiente marino marginal, mientras que las facies más gruesas pueden corresponder, según las interpretaciones de Gulisano *et al.* (1984), al ambiente marino costero hasta francamente deltaico.

Relaciones estratigráficas

El contacto basal de esta unidad con la Formación Los Molles es transicional con la Formación Lajas, con la cual engrana lateralmente, mientras que en su techo se encuentra la discordancia que lo separa del Grupo Lotena, conocida en la literatura como Intracaloviana, la cual fue determinada por la Fase Loténica (Leanza y Hugo, 1997).

Edad y correlaciones

La presencia de amonites como *Stehnocephalites gerthi*, *Xenocephalites* sp., *Neuquenicerias* sp. (Riccardi en Legarreta *et al.*, 1993), permiten considerar que la misma se extiende desde el Aaleniano al Calloviano inferior.

La Formación Lajas representa la progradación de las facies marino marginales y deltaicas sobre las facies distales de la Formación Los Molles, tal como se ejemplifica en la figura 2 (véase Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

2.2.2.4. Calloviano superior - Oxfordiano

GRUPO LOTENA

Antecedentes

Con este intervalo culmina la acumulación marina del ciclo Jurásico de la cuenca Neuquina. Dellapé *et al.* (1978) redefinieron su significado y precisaron su límite inferior. Leanza (1992) asignó por primera vez a este ciclo sedimentario el nombre de Grupo Lotena y corresponde al que fuera definido como Mesosecuencia Lotena por Legarreta y Gulisano (1989). Se encuentra limitado en su base por la discordancia Intracaloviana y en el techo por la discordancia Intramálmica.

De acuerdo con el análisis de Gulisano *et al.* (1984) está integrado por tres secuencias depositacionales, una inicial que corresponde a una etapa de sedimentación clástica continental y mari-

na, otra intermedia con el desarrollo de facies turbidíticas en el centro de la cuenca sobre la que progresa una plataforma carbonática, y un episodio final de desecación de la cuenca con el desarrollo de facies evaporíticas.

Las unidades involucradas en este ciclo son: la Formación Lotena (facies clásticas continentales y marinas), la Formación La Manga (calizas) y la Formación Auquilco (facies evaporítica).

En el área que abarca la Hoja, afloran en espesores mapeables las Formaciones La Manga y Auquilco. En la zona sur del cerro Domuyo (véase Foto 3), por debajo de la Formación La Manga, afloran un reducido espesor de areniscas eólicas seguidas por areniscas finas y pelitas grises con fauna marina, las que resultan asignables a la Formación Lotena.

Formación La Manga (6)

Calizas esqueléticas y brechosas

Antecedentes

Conocida también como las "Calizas Azules con *Gryphaea*" (Groeber, 1929), esta unidad ha sido investigada en detalle por Stipanovic (1952, 1965). Legarreta *et al.* (1988a), en estudios llevados a cabo en el área de Bardas Blancas, establecieron que el intervalo correspondiente a la Formación La Manga, involucra a tres secuencias depositacionales.

Distribución areal

En el área que abarca la Hoja, esta unidad aflora en el cerro Domuyo (Véase Foto 3), en la sierra Azul y en la sierra de Reyes.

Litología

Las litofacies que componen la Formación La Manga varían de acuerdo con su posición dentro del esquema depositacional. Las facies de aguas someras están integradas por *grainstones* de ooides y rodoides, asociados a *framestones* coralígenos. Calizas micrítico esqueléticas con abultamientos calcáreos de la asociación coral-esponja-alga corresponden a las facies depositadas en aguas más profundas (Legarreta *et al.*, 1993).

En la sierra de Reyes y en el cerro Domuyo, la Formación La Manga se compone de calizas micríticas tabulares del sector externo de la rampa carbonática e interior de cuenca. En la sierra Azul afloran principalmente facies de plataforma más somera.

Paleontología

El contenido fosilífero hallado en la Formación La Manga en la zona de la sierra Azul no es abundante, habiéndose encontrado *Perisphinctes*. En el área de la sierra de Reyes se han hallado *Peltoceras* cf. *constantii* (d'Orb.) y *Gryphaea* cf. *calceola* Quenstedt (véase Groeber, 1946).

Ambiente

El modelo depositacional de la Formación La Manga responde al de rampa carbonática, identificándose una rampa externa con la presencia de *grainstones*, una rampa interna donde se desarrollan los abultamientos calcáreos, en tanto que las facies micríticas pertenecen a cuenca interna.

Relaciones estratigráficas

En el ámbito de la Hoja esta unidad se apoya en discordancia sobre las distintas entidades que conforman el Grupo Cuyo.

Edad y correlaciones

Stipanovic (1952) fue el primero en describir una fauna de ammonites hallada en el arroyo de La Manga, la que asignó a la Zonas de *Plicatilis* y *Cordatum* indicadoras del Oxfordiano inferior a medio, edad que actualmente se adjudica a la unidad. Posteriormente, y a modo de confirmación, se registró el hallazgo de eurycefalítidos, especialmente en Vega de la Veranada (Neuquén) y varias localidades de la sierra de Reyes (Mendoza), los que fueron descritos por Stipanovic *et al.* (1976). La Formación La Manga es equivalente a las "Calizas Azules con *Gryphaea*" y, en subsuelo, a la Formación Barda Negra.

Formación Auquilco (7)

Evaporitas, boundstone y limoarcilitas rojas.

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Weaver (1931) como Formación Auquilco, siendo posteriormente redenominada por Groeber (1946) con el nombre del epígrafe. No obstante, previamente esta unidad era conocida con el muy difundido término de Yeso Principal establecido por Schiller (1912).

Si bien esta unidad fue considerada por mucho tiempo como litológicamente uniforme, posteriores

estudios de detalle realizados por Legarreta y Gulisano (1989) determinaron la existencia de una importante variedad litológica.

Distribución areal

Tiene un amplio desarrollo en las comarcas del cerro Domuyo y las sierras de Reyes, de la Cara Cura y Azul.

Litología

Las facies anhidríticas muestran tres variedades texturales consistentes en conjuntos laminados estratificados con alternancia de láminas de sulfatos y calizas micríticas de origen algal, depósitos de yeso estratificado-nodular y zonas con textura mosaico nodular (Legarreta *et al.*, 1993). Las facies calcáreas están presentes en todo el desarrollo de esta unidad como una delgada intercalación de no más de 1 a 5 m de espesor. En su base son del tipo *boundstone* criptoalgal y en su sector medio dominan *grainstones* y *packstones* oolíticos y peloidales-esqueléticos y *boundstones* algales. En la sección superior se hace más frecuente la laminación con clásticos finos rojos (Legarreta *et al.*, 1993).

Los espesores de esta formación varían significativamente. Esto se debe en parte a la hialocinesis generada como respuesta a la orogenia andina y en parte a la geometría misma de los depocentros, ubicados en aquellos sectores con mayor velocidad de subsidencia. Los espesores registrados en la zona de la sierra de Reyes y en el área del cerro Domuyo (Foto 3) son del orden de los 200 m, verificándose una importante reducción hacia la sierra de la Cara Cura y la sierra Azul (véase Foto 4).

Ambiente

Las litofacies descritas pertenecen a un ambiente hipersalino de cuenca cerrada, con aporte cíclico y continuado de agua de mar. Las variaciones estacionales en la composición de la salmuera, determinadas por el aporte de agua dulce o agua de mar, determinan la alternancia rítmica en la precipitación de sulfatos o carbonatos.

Relaciones estratigráficas

El límite inferior de esta entidad es paraconcordante, por cuanto se verifica un marcado contraste de facies entre las marino normales de la Formación La Manga y, las marino hipersalinas de la Formación Auquilco. El



Foto 3: Detalle de los Grupos Cuyo y Lotena tal como se observan en la vertiente sudoccidental del Cerro Domuyo. Fotografía obtenida por Osvaldo Carbone.

límite superior de esta unidad corresponde a la discordancia Intermálmica producida por la Fase Araucánica.

Edad y correlaciones

La Formación Auquilco se asigna al Oxfordiano superior por yacer encima de la Formación La Manga (véase Gulisano y Damborenea, 1993).

2.2.3. JURÁSICO SUPERIOR – CRETÁCICO INFERIOR

GRUPO MENDOZA (8)

Pelitas, pelitas calcáreas, calizas y calizas esqueléticas

Antecedentes

El Grupo Mendoza fue definido por Stipanivic *et al.* (1968) para sustituir el Mendociano de Groeber (1946). Corresponde al inicio de la sedimentación del ciclo “Ándico” de Groeber (1946) y conforma la base de la Supersecuencia Media de Legarreta y Gulisano (1989). Las unidades litoestratigráficas involucradas son las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Chachao y Agrio.

La depositación de este conjunto comienza en el Kimmeridgiano, finalizando en el Barremiano inferior. La misma ha sido determinada por su importante contenido fosilífero, el cual ha sido descrito en numerosos trabajos entre los que pueden citarse los de Leanza (1945), Leanza (1981a), Leanza *et al.* (1978), Gasparini y Goñi (1990) y Riccardi *et al.* (1993).

2. 2 .3. 1. Kimmeridgiano

Formación Tordillo (9)

Conglomerados, areniscas y fangolitas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Groeber (1946) como Tordillense, término con el que designó a la potente sucesión de areniscas rojas intercaladas entre las Formaciones Auquilco y Vaca Muerta, determinando su localidad tipo en las nacientes del río Tordillo, afluente del río Grande, en el sur de Mendoza. Stipanivic (1965) reemplazó la antigua denominación Tordillense de Groeber (1946) por la de Formación

Tordillo. Gulisano (1988) realizó un detallado análisis sedimentológico y estratigráfico de esta unidad.

Distribución areal

Dentro del ámbito de la Hoja esta unidad se extiende ampliamente en la periferia del cerro Domuyo y en una faja norte sur en el sector sudoccidental de la Hoja, entre el arroyo Domuyo y el arroyo Los Quiques.

Litología

Las litofacies presentes en esta porción de la cuenca son principalmente areniscas muy finas a medianas, con matriz arcillosa castaño rojiza a verde amarillenta, que alternan con limolitas y delgados niveles de pelitas rojas. Internamente, los términos más gruesos presentan estratificación entrecruzada en montículo, mientras que los más finos se caracterizan por la existencia de estructuras de laminación paralela y ondulitas de corriente.

En las zonas del cerro Domuyo y río Barrancas por encima de este conjunto se depositan facies lacustres representadas por areniscas y pelitas verde grisáceas (Gulisano, 1988).

Ambiente

Las características de esta unidad indican un ambiente fluvial entrelazado, de naturaleza efímera y abanicos aluviales conectados a depresiones tipo barreal (Legarreta y Gulisano, 1989).

Relaciones estratigráficas

La presencia de estas capas rojas apoyando abruptamente sobre evaporitas marinas de la Formación Auquilco sugiere que entre ambos procesos sedimentarios se produjo un desecamiento total de la cuenca y la continentalización de los depósitos, originando una discordancia conocida en la literatura como Intermálmica ó Araucánica.

Edad y correlaciones

La edad de esta unidad está asignada al Kimmeridgiano superior, pudiendo alcanzar eventualmente el más bajo Tithoniano inferior (véase Leanza, 1994) y sería correlacionable con las volcanitas de la Formación Río Damas en Chile.

2. 2. 3. 3. Tithoniano inferior – Valanginiano inferior

Formación Vaca Muerta (10)

Pelitas negras y calizas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Weaver (1931), pero fue Leanza (1973) quien designó su localidad tipo en la sierra de la Vaca Muerta (Neuquén). En el área en análisis fue estudiada por Legarreta y Kozłowski (1984).

Distribución areal

La Formación Vaca Muerta aflora en gran parte de la Hoja, en las sierras de Reyes, de la Cara Cura y Azul, extendiéndose hacia el oeste en dirección a las nacientes del río Barrancas.

Litología

Está integrada por pelitas negras y calizas micríticas (*mudstones* y *wackestones*) con abundante contenido de materia orgánica bituminosa. Tiene estratificación fina a mediana, con alternancia de pelitas laminadas con pelitas calcáreas y calizas, en parte nodulares. Las tonalidades gradan desde el negro hasta el gris claro. En los términos oscuros laminados es común la presencia de fuerte olor a hidrocarburos. El espesor promedio de esta unidad en el área de sierra de Reyes es de 270 m, aumentando hacia el sur.

Paleontología

Leanza (1945) realizó un estudio detallado sobre la abundante fauna de ammonites presente en la sierra Azul y reconoció numerosas especies presentes en las zonas de *Windhausenicerias internispinosum*, *Corongoceras alternans*, *Substeueroceras koeneni*, *Argentiniceras noduliferum*, *Spiticeras damesi*, *Neocomites wichmanni* y *Olcostephanus curacoensis*, ésta última ya ubicada en la Formación Chachao (véase Leanza, 1981b).

Ambiente

El predominio de pelitas laminadas sugiere un medio de escasa energía, por debajo del nivel de olas de tormenta y del nivel de compensación de carbonatos, mientras que las facies calcáreas estarían influenciadas por



Foto 4: La Formación Auquilco en el *plunge* sur del anticlinal de la sierra Azul. Obsérvese el grado de deformación sufrido por esta unidad.

las fluctuaciones de este último nivel. Se trata de depósitos de interior de cuenca hasta plataforma externa.

Relaciones estratigráficas

Su base es una fuerte superficie transgresiva. Representa una importante inundación marina por encima de las entidades infrayacentes. Su techo, en tanto, se manifiesta por el contacto con una progradación carbonática, conocida como Formación Chachao.

Edad y correlaciones

Sobre la base de este contenido ammonítífero, esta unidad se atribuye al lapso comprendido entre el Tithoniano inferior tardío y el Valanginiano inferior (Leanza *et al.*, 1978).

2. 2. 3. 4. Valanginiano medio

Formación Chachao (11)

Calizas esqueléticas

Antecedentes

Esta unidad, que fuera denominada “Calizas con *Exogyra*” por Boehm (1938), ha sido objeto de estudios detallados por parte de Mombrú *et al.* (1979),

Legarreta y Kozłowski (1981), Legarreta *et al.* (1981) y Legarreta y Gulisano (1989). Estos autores demostraron que existe una marcada interdigitación entre la parte inferior de esta unidad y la Formación Vaca Muerta, hecho que fue verificado con posteriores interpretaciones de subsuelo. Con la parte superior de esta unidad se inicia la Mesosecuencia Mendoza Media de Legarreta y Gulisano (1989), ya que en la base se registra una importante discontinuidad regional.

Distribución areal

Aflora en la región de las sierras de Reyes y de la Cara Cura, desapareciendo hacia el oeste, interdigitándose con la Formación Vaca Muerta.

Litología

Está constituida por facies de *packstones* de pelecípodos, de los cuales los ostreidos son los dominantes. Son frecuentes las perforaciones en los restos esqueléticos. La estratofábrica es tabular, gruesa a mediana con raros abultamientos del tipo lensoides, en los cuales dominan los pelecípodos en una matriz micrítica.

En el río Seco del Altar esta unidad alcanza un espesor de 40 m (Legarreta *et al.*, 1985), mientras que en el río Seco de Cara Cura tiene un desarrollo de 68,80 m (Legarreta y Kozłowski, 1981). En esta última loca-

lidad la Formación Chachao se halla representada por dos bancos de *packstones* esqueléticos, el inferior de 2 m y el superior de 8 m aproximadamente, que corresponderían a las Lenguas inferior y superior de la Formación Chachao (Legarreta y Kozłowski, 1981), separadas por un conjunto de areniscas amarillentas y limolitas verdosas adjudicadas a la Formación Mulichinco (Weaver, 1931; Legarreta *et al.*, 1985). Esta intercalación se adelgaza rápidamente hacia el norte y oeste, pasando a constituir un paquete único de *packstones* esqueléticos caracterizados por ser los portadores de coquinas de bivalvos dominados por *Exogyra couloni* (Leanza, 1981a, 1981b).

Ambiente

Se considera que esta unidad ha sido depositada en una plataforma carbonática con geometría general de cuña que se adelgaza hacia la plataforma externa. Los distintos ciclos progradantes de la plataforma carbonática sobre las facies pelíticas distales de interior de cuenca muestran una interdigitación entre pelitas y carbonatos.

Relaciones estratigráficas

La entidad en consideración se apoya en forma transicional y engrana lateralmente con la Formación Vaca Muerta. En sectores internos de la cuenca, sin embargo, las calizas de la parte superior de la Formación Chachao conforman un límite de secuencia con respecto a facies distales de Formación Vaca Muerta. Esta parte superior de la Formación Chachao (cuña de nivel bajo) constituye la base de la Mesosecuencia Mendoza Media de Legarreta y Gulisano (1989).

Edad y correlaciones

Esta unidad está asignada al Valanginiano medio (véase Leanza, 1981a). Puede considerarse que la misma es a grandes rasgos un equivalente temporal de la Formación Mulichinco.

2. 2. 2. 5. Valanginiano superior – Barremiano inferior

Formación Agrio (12)

Calizas y arcilitas calcáreas

Antecedentes

Weaver (1931) realizó los primeros trabajos sobre la Formación Agrio, infiriéndose que su locali-

dad tipo se encuentra en las márgenes del río Agrio, en la provincia del Neuquén. El autor incluía también bajo este nombre a las evaporitas del Yeso de Transición o Huitriniano, el que posteriormente fue considerado independientemente por diversos autores a partir de Groeber (1946) y Herrero Ducloux (1947).

Distribución areal

Tiene extensos afloramientos en el flanco occidental de la sierra de Reyes y en la sierra de la Cara Cura. Además, pueden observarse exposiciones esporádicas a lo largo del río Barrancas, y en ambos flancos del anticlinal de la sierra Azul. También asoma en el sector sur de la Hoja, al sudoeste del cerro Chorrollal y sobre la margen oeste del río Grande

Litología

Esta unidad litoestratigráfica es dividida en tres tramos: Miembro Inferior, Miembro Avilé y Miembro Superior. Los Miembros inferior y superior muestran un arreglo litofacial similar; están formados por una alternancia de pelitas negras bituminosas y calizas micríticas, con estratificación fina. Separa a ambos miembros un nivel de pelitas verdes con moldes de halita y nódulos de yeso, conocidos como Miembro Avilé.

En el sector del río Seco del Altar tiene un espesor de 336 m (Legarreta *et al.*, 1985) y en el arroyo Quili Có presenta 436 m, de los cuales 34 m pertenecen al Miembro Avilé (Kozłowski *et al.*, 1987b).

Paleontología

En los cortejos marinos derivados de oscilaciones eustáticas se desarrollan diversos niveles de calcipelitas con ammonites entre los que se han reconocido *Olcostephanus atherstoni* (Sharpe), *Pseudofavrella angulatiformis* (Behrendsen), y *Crioceratites andinus* (Gerth). También se observan en forma muy esporádica algunos bivalvos mendocianos como *Eriphyla argentina* Burckhardt, *Panopea dupiniana* d'Orbigny, *P. neocomiensis* (Leymerie), *Pholadomya gigantea* (Sowerby), *Pholadomya agrioensis* Weaver y *Lucina* sp.

Ambiente

Tanto el Miembro Inferior de la Formación Agrio como el Superior son depósitos de un ambiente ma-

rino de plataforma interna. Cada uno de ellos comienza con una sección transgresiva en la base y continua hacia arriba con ciclos progradantes.

El Miembro Avilé, constituye una cuña clástica desarrollada al sur en posiciones más internas de la cuenca y está compuesto dentro del ámbito de la Hoja por facies finas de ambiente lagunar a *playa-lake* salino efímero (Veiga y Vergani, 1993).

Relaciones estratigráficas

De acuerdo con Legarreta y Gulisano (1989), la Mesosecuencia Mendoza Media comienza con las calizas de la sección superior de Formación Chachao, continúa con la transgresión de la base del Miembro inferior de Agrio, en tanto que el Miembro superior de este último representa la progradación y colmatación de la cuenca. Esta Mesosecuencia está integrada por 5 secuencias depositacionales separadas por sus respectivas discontinuidades.

Edad y correlaciones

La asignación al Valanginiano superior tardío al Barremiano inferior de esta unidad está comprobada por la rica microfauna determinada por Viviers (1977), Masiuk y Viña (1986), Angelozzi (1991), Ronchi (1989) y Ballent (1993).

2. 2. 4. CRETÁCICO INFERIOR

2.2.4.1. Barremiano superior – Albiano

GRUPO RAYOSO (13)

Clásticos rojos, calizas y evaporitas

Antecedentes

Este conjunto de sedimentitas fue denominado por Groeber (1933) como “Yeso de Transición”, término sustituido por el mismo autor (Groeber, 1946) por el de Huitriniano. Asimismo, son importantes en la comarca los aportes de Weaver (1931) y Padula (1948). Uliana *et al.* (1975a, 1975b) se encargaron de sintetizar los antecedentes disponibles de esta unidad. Legarreta y Gulisano (1989), definieron la Mesosecuencia Mendoza Superior, como un conjunto de unidades clásticas, carbonáticas y evaporíticas, agrupadas en una serie de secuencias depositacionales separadas por límites netos, que comprenden a las Formaciones Huitrín y Rayoso. Debido a la naturaleza de las sedimentitas que la integran (en

su mayoría pelitas y evaporitas) juegan un papel importante en la tectónica.

Distribución areal

El Grupo Rayoso está ampliamente extendido en el ámbito de la Hoja, aunque muchas veces con espesores no mapeables a la escala de este trabajo. Está expuesto en los flancos orientales de las sierras de la Cara Cura y Reyes, tanto como al sudeste de la sierra Azul, en el arroyo Mehanquil. En el sector sudoccidental de la Hoja, en tanto, aflora en la vega de Las Salinas, en el arroyo Los Menucos, en la pampa del Chorrollal y especialmente a ambas márgenes del río Barrancas aguas debajo de la Puerta de Domuco (véase Foto 5).

Formación Huitrín

Areniscas finas, fangolitas, yeso

Antecedentes

Si bien se han descripto los antecedentes de esta unidad en forma conjunta al tratar el Grupo Rayoso, es importante destacar aquí los trabajos estratigráficos específicos realizados por Legarreta (1985), Kozłowski *et al.* (1987b) y Veiga y Rossi (1992). Tradicionalmente se considera que esta unidad se compone de tres miembros: Chorreado, Troncoso y La Tosca.

Nota del Supervisor: Una interpretación alternativa fue ofrecida recientemente por Leanza (2003), quién acopló el Chorreadense a la Formación Agrio, considerando a la Formación Huitrín integrada por los Miembros Troncoso (Inferior y Superior), La Tosca y Salina.

Litología

El Miembro Chorreado tiene en la región, una sección inferior con pelitas calcáreas castañas, mientras que la sección superior está compuesta por bancos de yeso (Kozłowski *et al.*, 1987b). El Miembro Troncoso posee un espesor que oscila entre los 40 m y 70 m en el área de la Puntilla de Huincán. La sección inferior está formada por fangolitas verdosas con intercalaciones de areniscas finas grises y delgados niveles de yeso y caliza. Los términos superiores se caracterizan por la existencia de facies de anhidrita blanquecina a castaño amarillento con estructura nodular en la base y laminación paralela hacia el techo. También presenta facies de halita

hacia el techo que poseen espesores importantes en subsuelo. Estas sales solubles, halita y silvita, se preservan sólo en subsuelo. Se conocen afloramientos de CINa en las salinas El Zampal, Ranquiles y Luncay (Kozłowski *et al.*, 1987b). Al este de la sierra de Reyes, el Miembro Troncoso inferior está constituido por casi 70 m de areniscas castaño amarillentas. Finalmente, el Miembro La Tosca está constituido principalmente por calizas *packstones* y *grainstones* peloidales-esqueléticas con estratificación fina a suavemente ondulada, con intercalaciones de *boundstones* criptoalgales. Este miembro se caracteriza por estar muy deformado.

Ambiente

Dentro de la Formación Huitrín son múltiples los ambientes depositacionales para cada sección. El Miembro Chorreado inferior es una plataforma carbonática que representa una cuña de nivel bajo al tope de Agrío superior. El Miembro Chorreado superior está compuesto por evaporitas depositadas en una cuenca cerrada. El Miembro Troncoso inferior presenta en general facies fluviales efímeras, eólicas y de *playa-lake*. El Miembro Troncoso superior vuelve a ser una cuenca marina evaporítica que deposita primero carbonatos y sulfatos y culmina con las sales más solubles, como halita y silvita. El ambiente en el que se desarrolla el Miembro La Tosca es una rampa carbonática carente de talud con valores de salinidad superiores a los normales.

Relaciones estratigráficas

La Formación Huitrín se apoya en discordancia sobre la Formación Agrío. Sin embargo, según el análisis genético secuencial, el Miembro Chorreado inferior es transicional con el tope de Agrío y el Miembro La Tosca es la base de la Mesosecuencia que involucra la Formación Rayoso. Además existen varias discontinuidades estratigráficas internas dentro de la Formación Huitrín (véase Legarreta y Gulisano, 1989).

Edad y correlaciones

La edad de la unidad es referida al Barremiano superior - Aptiano inferior sobre la base de su contenido fosilífero, principalmente foraminíferos, cuyo detalle aparece en Ballent (1993). Esta unidad es correlacionable con la Formación La Amarga que aflora en la provincia del Neuquén (Leanza, 2003).

Formación Rayoso

Conglomerados, areniscas, fangolitas, yeso

Antecedentes

Conforma lo que Legarreta y Gulisano (1989) denominaron la Mesosecuencia Rayoso. Legarreta y Boll (1982) realizaron un análisis estratigráfico de detalle de esta entidad. Uliana *et al.* (1975a, 1975b) estudiaron las sedimentitas rayosianas de la región andina y extraandina de Mendoza y Neuquén, tomando información de superficie y subsuelo. Los autores mencionados hicieron una revisión crítica en el terreno de los trabajos publicados por otros autores, con el fin de homogeneizar la información.

Litología

De acuerdo con lo sustentado por Legarreta y Boll (1982), se la puede dividir en dos secciones. Los términos inferiores están caracterizados por la presencia de facies evaporíticas, representadas por anhidrita que alternan con pelitas rojas, las cuales se hacen dominantes hacia el techo. La estructura interna que se observa en la base es del tipo nodular y hacia el tope pasa a laminación paralela.

La sección superior se distingue por la existencia de clásticos rojos, donde participan pelitas, vaques y conglomerados que exhiben pobre madurez textural. Se disponen en estratos lenticulares con estructura de corte y relleno, gradación normal y entrecruzada en artesa. Las sedimentitas más finas presentan estratificación paralela fina.

Ambiente

Las facies evaporíticas denotan un ambiente marino hipersalino sobre el que progradan las facies clásticas que representan un ambiente fluvial del tipo anastomosado que desembocan en una planicie fangosa (Legarreta y Boll, 1982).

Relaciones estratigráficas

Esta unidad sucede a la Formación Huitrín con un brusco contraste de facies entre las calizas del Miembro La Tosca y las evaporitas de Rayoso. Sin embargo, tanto el Miembro La Tosca de la Formación Huitrín, como la Formación Rayoso conforman genéticamente la misma Mesosecuencia (Legarreta y Gulisano, 1989).



Foto 5: Sedimentitas rayosianas con alto ángulo de inclinación a las que se sobreponen por corrimiento, a la izquierda de la fotografía, sedimentitas de la Formación Agrio, en la margen mendocina del río Barrancas.

Edad y correlaciones

Es portadora de polen, esporas, acritarcos, foraminíferos, ostrácodos, charáceas y nannoplancton que permiten asignarla al Aptiano superior – Albiano, siendo posible que alcance el Cenomaniano inferior (Legarreta *et al.*, 1993).

2. 2. 5. CRETÁCICO SUPERIOR

2.2.5.1. Cenomaniano – Campaniano inferior

GRUPO NEUQUÉN (14)

Conglomerados, areniscas y limoarcilitas

Antecedentes

Esta entidad fue reconocida por Roth (1899) denominándola “Formación de Areniscas Rojas” y posteriormente “Formación de Dinosaurios”. Muchos fueron los autores que le adjudicaron diferentes nombres, tales como “Areniscas Coloradas” (Gerth, 1925), Piso del Ranquil (Groeber, 1933), Estratos con Dinosaurios (Boehm, 1938) ó Diamantiano (Groeber, 1946), pero es a partir de los trabajos de Stipanovic *et al.* (1968) que se comienza a denominarla Grupo

Neuquén. Cazau y Uliana (1973) propusieron un esquema estratigráfico para este grupo, separándolo en las Formaciones Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado, hoy en día consideradas subgrupos.

Cruz *et al.* (1989) realizaron un análisis estratigráfico de los afloramientos de esta unidad aflorantes en el río Grande, determinando la existencia de 9 secuencias depositacionales, correspondiendo las 3 primeras a la Formación Río Limay, las secuencias 4 y 5 a la Formación Río Neuquén y las restantes a la Formación Río Colorado. Condat *et al.* (1990) estudiaron la sección inferior del Grupo Neuquén en el sur de la provincia de Mendoza, mientras que Schiuma *et al.* (1994) efectuaron trabajos de detalle de esta entidad en el área del yacimiento Cerro Fortunoso.

Distribución areal

Tiene una gran distribución areal dentro del ámbito de la Hoja. Aflora en el flanco occidental de la pampa del Carrizo, este del Bordo Alto del Payún, en el área sur de la Altiplanicie del Payún conocida como cañadón Amarillo, en la zona de la Puntilla de los Huincanes, río Grande, sierra de Palauco, bordeando el anticlinal de la sierra Azul y a ambas márgenes del río Barrancas.

Litología

Kozłowski *et al.* (1987b) reconocieron en la comarca dos secciones diferenciales litológicamente. La sección inferior está constituida principalmente por areniscas medianas a finas, amarillentas a gris verdosas, de moderada selección. Se presentan en bancos lenticulares con estructuras en artesa, con intercalaciones de bancos conglomerádicos de base erosiva y gradación normal. Hacia el techo comienzan a alternar pelitas rojas y grises en niveles irregulares hasta tabulares. En los términos arenosos es posible encontrar restos de troncos fósiles.

La sección superior posee afloramientos discontinuos e incompletos. Está compuesta principalmente por arcilitas y fangolitas rojas y moradas con yeso nodular, alternando con pelitas verdes y bancos lenticulares de areniscas y vaques finos, con ondulitas de corriente como estructura predominante. Esta sección equivale a los Subgrupos Río Neuquén y Río Colorado.

En el inicio del ciclo superior en la zona de la sierra de Reyes, se observa un potente paquete de areniscas medianas y conglomerados de color rojizo hasta amarillento de geometría lenticular, con estructuras de estratificación cruzada en artesa (véase Foto 6).

Los espesores del Grupo Neuquén en el área considerada alcanzan el orden de los 1.000 m, habiéndose verificado 1.290 m en el arroyo El Manzano (Kozłowski *et al.*, 1985) y 797 m en la zona de Ranquil-Có (Legarreta *et al.*, 1985).

Ambiente

Las facies arenosas se interpretan como producto de una sedimentación en un sistema fluvial de tipo efímero. Las sedimentitas más finas representan las facies distales, donde predominan los procesos de decantación a los de tracción.

Relaciones estratigráficas

La base del Grupo Neuquén está dada por la discordancia determinada por la Fase Miránica Principal que lo pone en contacto con el Grupo Rayoso. A su vez, es cubierto en discordancia por el Grupo Malargüe.

Edad y correlaciones

La edad del Grupo Neuquén queda definida al estar limitada en su base por la discordancia anteriormente citada y en su techo por la discordancia determinada por la Fase Huantráiquica,

atribuyéndosele en consecuencia un rango de edades comprendido entre el Cenomaniano y el Campaniano inferior (Leanza, 1999).

2. 2. 5. 2. Santoniano superior – Campaniano inferior

Formación Pelán (15)

Andesitas, pórfiros dioríticos y microdioritas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Llambías *et al.* (1978) en el área las cabeceras del río Curi Leuvú. Posteriormente, Llambías (1986) efectuó consideraciones acerca de su edad.

Distribución areal

La Formación Pelán está expuesta entre el flanco oriental de la cordillera del Viento y el río Curi Leuvú, constituyendo en su mejor exposición al cerro Coilocho, en el ángulo sudoccidental de la Hoja.

Litología

Está compuesta por andesitas, pórfiros andesíticos, pórfiros dioríticos, microdioritas y microdioritas cuarcíferas, de tonalidades grises a gris verdosas. Mineralógicamente está constituida por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxenos subordinados. El cuarzo se halla solamente en las variedades texturales gruesas en forma intersticial en la pasta.

Relaciones estratigráficas

Se presenta en forma de filones capa y lacolitos, intruyendo generalmente a las distintas unidades que conforman el Grupo Mendoza.

Edad y correlaciones

La edad de esta unidad fue definida por Llambías *et al.* (1978), ubicándola temporalmente con posterioridad a los Movimientos Miránicos y previa al Mioceno. Trabajos posteriores precisaron aún más su edad, adjudicándole 81 ± 4 Ma, es decir dentro del rango de edades comprendido entre el Santoniano superior y el Campaniano inferior. Este episodio intrusivo podría ser correlacionado con la Andesita El Sillero expuesta en la comarca de Campana Mahuida en la provincia del Neuquén (véase Zanettini, 1979; Leanza *et al.*, 2001).

2. 3. MESOZOICO – CENOZOICO

2.3.1. CRETÁCICO SUPERIOR - PALEÓGENO

2. 3. 1.1. Campaniano superior – Daniano

GRUPO MALARGÜE (16)

Areniscas y pelitas calcáreas, calizas esqueléticas. Conglomerados, areniscas y limoarcilitas

Antecedentes

Constituye un conjunto de sedimentitas marinas y continentales que fueron denominadas por Gerth (1925) como “Estratos de Malargüe”, en tanto que Groeber (1946) utilizó la clásica denominación de “Malalhueyano”. Uliana y Dellapé (1981) realizaron un estudio detallado de las sedimentitas ubicadas entre el Cretácico superior y el Terciario inferior, efectuando un análisis de los antecedentes de las unidades que lo componen. El Grupo Malargüe está constituido por las Formaciones Loncoche, Roca y Pircala, en las que Legarreta *et al.* (1988b) reconocieron 6 secuencias depositacionales. En función de los espesores de estas unidades, se ha optado por mapearlas a nivel de Grupo.

Distribución areal

El mayor desarrollo del Grupo Malargüe en el área considerada se presenta en la zona oriental de la sierra de Palauco, donde aflora en forma más o menos continua en el sector sur de la Altiplanicie del Payún y al oeste del cañadón Amarillo. En la Puntilla de los Huincanes, está representado principalmente por la Formación Loncoche, dado que las otras unidades tienen muy pocas o pobres exposiciones. A continuación se mencionan algunos de los rasgos más salientes de las unidades integrantes del Grupo Malargüe.

Formación Loncoche

Areniscas, pelitas y anhidrita

Antecedentes

Esta unidad fue denominada “Senoniano Lacustre” por Wichmann (1927) y “Loncochense” por Groeber (1946). Posteriormente, adquiere el nombre de Formación Loncoche, con el cual es conocida actualmente. Fue estudiada por diversos autores

dada la importancia en cuanto a su contenido fosilífero y por representar el pasaje del Cretácico al Terciario (Bertels, 1969; Andreis *et al.*, 1974; González Díaz, 1979, entre otros).

Litología

La Formación Loncoche está constituida por areniscas finas medianas grises y amarillentas con cemento carbonático, pelitas rojas, grises y verdosas, que suelen tener niveles de anhidrita de poca potencia. Los sulfatos pueden presentarse como nódulos aislados dentro de las capas de pelitas. Hacia el techo se intercalan delgados bancos de calizas que pueden mostrar laminación paralela fina hasta entrecruzamiento de pequeña escala.

En el arroyo Mechanquil las areniscas verdes amarillentas conforman un conjunto que supera los 25 m de espesor, con estratificación entrecruzada planar y en artesa y muchas veces sigmoidal de mediana escala, con paleocorrientes variadas. Se intercalan delgados niveles de areniscas coquinoideas, portadora de fósiles (Legarreta *et al.*, 1988b).

Paleontología

El contenido fosilífero de esta unidad es muy abundante, destacándose la presencia de palinomorfos, ostrácodos y foraminíferos, entre los que pueden citarse: *Leiosphaeridia* sp., *Protoleiosphaeridium* sp., *Platychara* sp., *Walburgia*, *Cypridopsis*, *Quinqueloculina*. Además, son frecuentes dientes de cocodrilo y placas de tortugas (Báez *et al.*, 1993). Bertels (1969, 1990) realizó un importante aporte en cuanto a las asociaciones faunísticas, en especial microfaunas de foraminíferos, tanto bentónicas como planctónicas.

Ambiente

Representa un ambiente continental a marino marginal. Los bancos arenosos del arroyo Mechanquil equivaldrían a una barra de arena somera y sumergida (*sand shoal*) originada a partir de corrientes mareales (Legarreta *et al.*, 1993). Esta unidad marca el inicio de la inundación marina atlántica, estableciéndose un mar somero, sujeto a variaciones de salinidad.

Dominan los ambientes de planicies de marea. En algunos sectores marginales es posible observar



Foto 6: Estratificación entrecruzada en artesa en sedimentitas del Grupo Neuquén, sobre la margen izquierda del río Grande, al noroeste de la sierra de Reyes.

sistemas deltaicos clásticos someros. Las variaciones en la salinidad y turbidez del agua controlan la aparición de facies carbonáticas.

Relaciones estratigráficas

La base de esta unidad está dada por una discordancia estratigráfica, tal como fuera señalado por Andreis *et al.* (1974) y Digregorio y Uliana (1980), evidenciada por el desarrollo de sedimentitas marinas y continentales sobre los términos pelíticos rojos de la sección superior del Grupo Neuquén. Esta situación se pone de manifiesto en el área de Malargüe, donde en la base de esta entidad aparecen conglomerados. Se estima que esta discordancia fue producida por la Fase Huantraíquica.

Edad y correlaciones

A partir de los fósiles encontrados en estas sedimentitas, se le adjudica una edad campaniana. Esta unidad es correlacionable a las Formaciones Huantraico y Allen aflorantes en las provincias del Neuquén y Río Negro.

Formación Roca

Calizas y pelitas

Antecedentes

Muchos son los autores que han aportado trabajos sobre esta unidad. Cabe mencionar a Roth (1899), Burckhardt (1903), Wilckens (1906), Schiller (1912), Windhausen (1918), Wichmann (1927), Weaver (1931) y Groeber (1946). A su vez, Feruglio (1949) y Bertels (1969) realizaron en su momento un análisis detallado de los antecedentes de esta unidad.

Litología

Se caracteriza por presentar *grainstones* oolíticos y esqueléticos en capas tabulares de coloración gris amarillenta clara, con estratificación paralela ondulosa mediana a fina con entrecruzamiento sigmoidal. Asociadas a ellas se observan facies de limolitas y areniscas calcáreas muy finas, grises y amarillentas.

Dentro de las facies clásticas se reconocen términos predominantemente pelíticos castaños a rojizos, con delgados niveles de vaques y limolitas calcáreas portadoras de ostrácodos y charáceas, a través de las cua-

les se produce el engranaje con la Formación Pircala. Estas últimas facies afloran en el área de Puntilla de los Huincanes (Kozlowski *et al.*, 1987a; 1987b).

Paleontología

La fauna registrada en esta unidad es muy rica y variada, pudiendo citarse, por ejemplo, bivalvos [*Gryphaeostrea callophylla*, *Gryphaea* sp., *Gryphaea mendozana*, *Venericardia* (en Criado Roque, 1950)], gasterópodos [*Turritella ameghinoi* (en Medina y Olivero, 1993)], cefalópodos [*Eubaculites argentinicus* Weaver (en Casadío y Leanza, 1992)] y foraminíferos [*Globoconusa daubjerjensis* (en González Díaz, 1979 y Bertels, 1993)].

Ambiente

Se define como una rampa carbonática de amplio desarrollo, que marca la máxima expansión del mar rocanense en este sector de la cuenca.

Relaciones estratigráficas

La Formación Roca yace sobre la Formación Loncoche en forma transicional y es cubierta del mismo modo por la sección inferior de la Formación Pircala.

Edad y correlaciones

Esta unidad se asigna al Maastrichtiano superior – Daniano (Bertels, 1969). En posición interna de la cuenca pasa a facies pelíticas denominadas Formación Jagüel.

2. 4. CENOZOICO

2. 4. 1. PALEÓGENO

2. 4. 1. 1. Paleoceno

Formación Pircala

Areniscas y pelitas

Antecedentes

Esta unidad ha sido reconocida por Boehm (1938) y descripta por Criado Roque (1950). Son muchos los autores que han realizado trabajos sobre ella, en general integrándola con la Formación Coihueco bajo la denominación de Formación Pircala-Coihueco (Yrigoyen, 1993).

Litología

Está caracterizada por la presencia de areniscas medianas a gruesas, grises y amarillentas y pelitas rojas y naranjas, con gran participación de material tobáceo. Suelen intercalarse niveles delgados de evaporitas y calcáreos. La geometría de los estratos es tabular, con estratificación fina a mediana. Los espesores medidos de esta unidad por Kozlowski *et al.* (1987a, 1987b) en el área de Puntilla de los Huincanes varían entre los 50 m y 100 metros.

Ambiente

El ambiente de depositación de estas sedimentitas es continental, representando un sistema fluvial distal, hasta barreal, con breves interrupciones de acumulación de sedimentitas subcúeas con influencia marina evidenciada por la presencia de nannofósiles y foraminíferos.

Relaciones estratigráficas

El contacto con la unidad infrayacente es transicional mientras que el deslinde superior está dado por una discordancia regional (truncación erosional) que bisela a esta unidad en particular y al Grupo Malargüe en general, razón por la cual los afloramientos en esta zona están poco preservados.

Edad y correlaciones

La edad de la Formación Pircala se asigna habitualmente el Paleoceno temprano (véase Yrigoyen, 1993).

2.4.1.2. Oligoceno

Formación Agua de la Piedra (17)

Conglomerados, areniscas y pelitas. Basaltos olivínicos y tobas.

Antecedentes

En el área de la sierra de la Cara Cura, Criado Roque (1950) describió 78 m de arcillas, margas y areniscas que afloran por encima de las calizas de la Formación Roca, a las que denominó Formación Agua de la Piedra. Esta unidad ha recibido diferentes nombres, tales como Estratos del Arroyo Hondo (Dessanti, 1956) ó Formación Sosneado (Dessanti, 1959b), en tanto que Bettini (1982) la consideró integrante del Complejo Efusivo Eógeno.

Distribución areal

Esta unidad aflora en el área central y septentrional de la Hoja, especialmente en la comarca de la sierra de Palauco y especialmente sobre la margen derecha del arroyo Mechanquil, afluente el río Grande.

Litología

En la base de la Formación Agua de la Piedra aparece un depósito muy característico consistente en conglomerados medianos a gruesos, subredondeados, con clastos recubiertos por una pátina lustrosa. Esta sección fue denominada informalmente como “Rodados Lustrosos” por Groeber (1946) y se presenta como un banco tabular de gradación inversa y base neta (Kozłowski et al., 1987a; 1987b).

En la zona de la sierra de Palauco, por encima de los Rodados Lustrosos se desarrolla una sucesión de coladas basálticas oscuras, tabulares, que se intercalan con niveles lenticulares a tabulares de hasta 1 m de espesor, de tobas finas de coloración rojiza. Se trata de basalto vesicular, olivínico, de textura porfírica a microcristalina, en la que se distinguen hasta un 30% de minerales máficos, en parte alterados.

Siguiendo el criterio de Bettini (1982), se incluye dentro de la Formación Agua de la Piedra a este basalto que fuera denominado Formación Los Cerrillos por Legarreta et al. (1985) y Basalto 0 por Bettini (1982).

Por encima, se desarrolla una secuencia granocreciente con el predominio en la base de areniscas finas rojizas o violáceas, algo tobáceas que hacia el sector medio alternan con conglomerados polimícticos. En el techo predominan los conglomerados con rodados grandes, de composición predominantemente volcánica (Yrigoyen, 1993).

Ambiente

El ambiente de depositación de esta unidad corresponde a un sistema fluvial de tipo efímero, con fuerte influencia volcánica, donde los términos más gruesos representan los rellenos de canales más proximales y los más finos los depósitos de desbordamiento más distales. Se desarrollan en una cuenca de antepaís o en pequeñas cubetas de *piggy back*.

Relaciones estratigráficas

Se apoya en discordancia indistintamente sobre la Formaciones Pircala y/o Roca y es cubierta de igual manera por entidades más modernas.

Edad y correlaciones

Existen pocos elementos de datación, los que se encuentran restringidos a su sección basal. En la quebrada Fiera fueron encontrados restos fósiles de mamíferos que permiten ubicarla en el Oligoceno temprano (Gorroño et al., 1979).

2.4.2. PALEÓGENO – NEÓGENO

2.4.2.1. Oligoceno – Mioceno Inferior

GRUPO MOLLE (18)

Coladas andesíticas, brechas y aglomerados. Andesitas anfibólicas, dioritas y dacitas

Antecedentes

Se emplea esta denominación para designar al producto de la actividad magmática desarrollada durante el Paleógeno y que fuera definida por Groeber (1946) como “Mollelitense”. Estas volcanitas tienen una gran distribución areal dentro de las provincias de Mendoza y Neuquén y fueron estudiadas por diversos autores, tales como Yrigoyen (1972), Ramos y Nullo (1993), Kozłowski et al. (1987a, 1987b), Bettini (1982), Criado Roque (1950), Llambías y Malvicini (1978) y Llambías y Rapela (1987, 1989).

Los autores citados en último término investigaron en detalle las facies extrusivas e intrusivas que integran el Grupo Molle, denominándolas Formación Cayanta a las primeras y Formación Colipilli a las segundas. En la Hoja, sólo se ha mapeado como unidad independiente a la Formación Colipilli, dado que no existe la seguridad por parte del autor del mapa de que se hayan separado todas las facies intrusivas que integran el Grupo Molle.

Distribución areal

En el ámbito de la Hoja, el Grupo Molle alcanza su mayor desarrollo al oeste del río Grande, siendo la comarca del arroyo Cajón del Molle su localidad tipo. Hacia el este del río Grande sólo se lo observa en la zona de la sierra de Palauco.

Litología

En el perfil del arroyo Cajón del Molle está constituida por andesitas castañas grisáceas, con textura porfírica, en las que se reconocen abundantes cristales de piroxenos; conforman coladas en las que se

diferencian bolsones irregulares de composición basáltica, masivos y diaclasados de hasta 5 m de potencia. Entre estas andesitas se desarrolla una colada irregular de basalto de unos 28 m de espesor. En conjunto esta unidad alcanza aquí un espesor total de 372 metros.

En general, su composición es sumamente heterogénea y con fuertes variaciones laterales. Este conjunto incluye mantos basálticos y tobas, brechas, aglomerados y coladas masivas andesíticas, basandesíticas hasta dacíticas, con los que se intercalan depósitos epiclásticos que han recibido diferentes nombres locales (véase Yrigoyen, 1993). Sus intrusiones a veces suelen constituir relieves positivos. Tal es el caso de lo observado en el área de Las Llaretas (Yrigoyen, 1972).

Relaciones estratigráficas

El Grupo Molle se dispone discordantemente sobre unidades del Mesozoico y del Paleógeno temprano, y está cubierto en igual forma por entidades más modernas.

Edad y correlaciones

En el sur de Mendoza, sobre la base de dataciones radimétricas realizadas por Méndez *et al.* (1995) y Ramos y Nullo (1993) se le asigna a esta unidad una edad desde el Oligoceno hasta el Mioceno inferior. No obstante, en la comarca tipo de la unidad en análisis en la provincia del Neuquén, se la atribuye enteramente al Paleógeno (véase Llambías y Rapela, 1989).

Lateralmente, engrana con las sedimentitas de la sección media y superior de la Formación Agua de la Piedra. Esta relación fue observada por diversos autores, tales como Groeber (1951), Criado Roque (1950) y Bettini (1982). Kozłowski *et al.* (1987a, 1987b), en su trabajo realizado en la comarca de la Puntilla de Huincán, realizaron las siguientes observaciones: “El seguimiento lateral en el campo del cuerpo de roca que integran las volcanitas de esta unidad presentes en el arroyo Cajón del Molle, localidad tipo del Mollelense, permite establecer que eran parte de la misma secuencia a la que pertenecen los basaltos y andesitas que se exponen en la Puntilla de Huincán, localidad tipo del Huincalense. Otro argumento que sustenta esta posición es el hecho de que el Mollelense y el Huincalense de Groeber (1947) están limitados por las mismas dos

discordancias. La inferior la separa de distintas unidades informales incluidas dentro del Grupo Laguna Blanca, y la discordancia superior las separa de los conglomerados de la Formación Tristeza”.

Formación Colipilli (19)

Andesitas anfibólicas, dioritas y dacitas

Antecedentes

La Formación Colipilli fue definida por Llambías y Rapela (1987, 1989) a partir de trabajos previos de Llambías y Malvicini (1978).

Distribución areal

Está compuesta por los cuerpos intrusivos que afloran en área del Zampal, cerro Bayo de la Esperanza, Ranquil del Norte, cerro de los Menucos, sierra Azul y sierra de Palauco.

Litología

Las volcanitas de la Formación Colipilli constituyen cuerpos subvolcánicos de gran tamaño, en su mayoría filones capa y lacolitos de andesitas anfibólicas a microdioríticas, dioritas cuarcíferas y dacitas. Las texturas varían desde porfiríticas hasta granudas hipidiomorfas. Los intrusivos lacolíticos producen el abovedamiento de las capas a su alrededor, llegando estas últimas a adoptar disposición periclinal e incluso a conservarse como colgajos en los flancos del intrusivo (Kozłowski *et al.*, 1987a, 1987b).

Relaciones estratigráficas

Los filones capa se alojan preferentemente en el Grupo Mendoza, mientras que los lacolitos tienden a hacerlo en la Formación Huitrín y la sección inferior del Grupo Neuquén (Llambías y Rapela, 1987, 1989; Kozłowski *et al.*, 1987a, 1987b).

Edad y correlaciones

Corresponden al ciclo magmático que Groeber (1946) denominó “Mollelense”, considerándose las facies intrusivas del mismo. Merced a dataciones radimétricas realizadas por Méndez *et al.* (1995) y Ramos y Nullo (1993), esta unidad es asignada en la Hoja al Oligoceno inferior.

2. 4. 3. NEÓGENO

2. 4. 3. 1. Mioceno inferior

Formación Loma Fiera (20)

Conglomerados, aglomerados, brechas, areniscas tobáceas

Antecedentes

Fue definida por Dessanti (1959a) como Grupo Loma Fiera, derivado de la Serie de la Loma Fiera, nombre asignado por Wellhoeffer (1935) para los afloramientos de la unidad en el cerro Alquitrán. Volkheimer (1978) describió el perfil tipo en la cuchilla de la Tristeza.

Con anterioridad estos depósitos fueron ubicados dentro del Colloncurensis (Groeber, 1947) o Formación Collón Cura, pero esta entidad que alcanza un gran desarrollo en la provincia del Neuquén, lugar donde fuera definida, abarca un lapso muy amplio (Uliana, 1978). Por lo tanto, en este trabajo se ha optado por separarlas, dejando el término Collón Cura para los afloramientos que se desarrollan en sectores más australes de la provincia del Neuquén.

Distribución areal

En la Hoja Barrancas los afloramientos de la Formación Loma Fiera se observan en la sierra de Palauco y en Lomas Peladas. En el sector sur afloran en Laguna Polco y en el arroyo Buta - Có.

Litología

Está compuesta por conglomerados, aglomerados, brechas, tobas andesíticas, dacíticas y tufitas dispuestas en bancos tabulares de considerable espesor, hasta 800 m (Legarreta *et al.*, 1985). Fuera del área que abarca la Hoja, en la cuchilla de la Tristeza, localidad tipo de esta unidad, Volkheimer (1978) describió una intercalación de coladas dacíticas y andesíticas de colores grises.

En la zona de sierra de Palauco, Legarreta *et al.* (1985) denominaron Formación Loma Fiera a las volcanitas básicas, que fueran incorporadas al Basalto 0 por Bettini y Vásquez (1979) y consideradas como Mollelitense por Groeber (1946), separándolas de las facies clásticas con las cuales engrana lateralmente, a las que denominaron Formación León.

Ambiente

Por las características de los depósitos clásticos, se interpreta que los mismos fueron generados por un sistema de abanicos aluviales, con participación de cursos fluviales de alta energía.

Relaciones estratigráficas

La Formación Loma Fiera se apoya mediante discordancia angular sobre la Formación Agua de la Piedra y está cubierta por las volcanitas del Grupo Palauco, en la sierra homónima.

Edad y correlaciones

Si bien no se poseen hasta el momento elementos de datación directa para esta unidad, se le asigna edad miocena inferior, dada su posición entre la discordancia determinada por la Fase Pehuénchica y las volcanitas del Grupo Palauco.

2. 4. 3. 2. Mioceno medio

Formación Tristeza (21)

Conglomerados y areniscas

Antecedentes

Esta unidad fue descrita por Groeber (1947), denominándola "Tristecense". Posteriormente, Yrigoyen (1972) le asignó el nombre de Formación Tristeza. Su localidad tipo se encuentra en la cuchilla de la Tristeza, donde fue descrita por Volkheimer (1978). Roller y Criado Roque (1970) correlacionaron a esta unidad con las Formaciones Mogotes y Río de los Pozos (ex Serie Amarilla) de la cuenca Cuyana.

Distribución areal

Sus afloramientos se encuentran en la zona al sur de El Manzano, en los cerros Quechuvil y Campana Mahuida, al norte del arroyo Mutrenquel, sobre la margen izquierda del río Grande entre las sierras de la Cara Cura y Reyes, así como al este de esta última sierra, tapizando casi la totalidad de la pampa del Carrizalito.

Litología

La Formación Tristeza está integrada fundamentalmente por conglomerados de tonos grises hasta cas-

taño-grisáceos, mal seleccionados, formados principalmente por clastos de material volcánico. En el perfil del cerro Millallén se midieron 164 m de esta unidad, compuestos en la base por bloques basálticos y andesíticos con abundante matriz tufopsamítica y estratificación lenticular muy gruesa, pudiendo los bancos presentar gradación normal o inversa (Kozłowski *et al.*, 1987a, 1987b). Le siguen 14 m de conglomerados oscuros integrados por bloques basálticos y andesíticos con moderada matriz. La geometría de los cuerpos es tabular a lenticular muy extensa. La sección culmina con 49 m de alternancia de conglomerados gruesos con abundante matriz tufopsamítica con alternancia de tobas y areniscas tobáceas en bancos tabulares de base irregular. En el cerro Quechuvil los mismos autores midieron 285 m de esta unidad, que muestra una litología semejante, pudiendo observarse estructuras internas del tipo entrecruzada en artesa.

Ambiente

Por sus características, se interpreta que estos depósitos pertenecen a un sistema de abanicos aluviales, donde los procesos dominantes son los de flujos de masa, con participación de avenidas mantiformes y cursos fluviales efímeros (Legarreta *et al.*, 1985).

Relaciones estratigráficas

La Formación Tristeza se apoya discordantemente sobre sedimentitas cretácicas y volcanitas y piroclastitas del Terciario. En las cabeceras del arroyo Poñihue puede reconocerse la interdigitación de esta unidad con las coladas basálticas del Grupo Palauco, las cuales van ganando espesor hacia el sudoeste (Kozłowski *et al.*, 1987a, 1987b).

Edad y correlaciones

A esta unidad se le asigna una edad miocena y, dada su relación con el Grupo Palauco, su edad podría ajustarse al Mioceno medio.

GRUPO PALAUCO (22)

Basaltos olivínicos y basandesitas, brechas, aglomerados basálticos y tobas

Antecedentes

Groeber (1937) determinó la localidad tipo de esta unidad en la sierra de Palauco, denominándolo

“Palaocolitense” o “Basalto I”. Posteriormente, Yrigoyen (1972), le asignó el nombre de Grupo Domuyo y Grupo Palauco al ciclo plutónico - volcánico que se desarrolla durante el Mioceno medio. Bermúdez (1987) realizó un estudio de detalle de los basaltos terciarios en la zona de la sierra de Palauco. Méndez *et al.* (1995) se refirieron a esta unidad como Vulcanitas Palauco.

Distribución areal

El Grupo Palauco posee una importante distribución en la Hoja. Además de los citados afloramientos en su localidad tipo, puede observarse un gran desarrollo de la misma en el Bordo Alto del Payún, alcanzando a constituir la mayor parte de su altiplanicie. Hacia el oeste del río Grande conforma gran parte del área de Puntilla de los Huincanes, extendiéndose casi sin interrupciones, hasta la zona del cordón del Mayán y del cordón de Mary. En el sector sudoeste de la Hoja, aflora en el anticlinal del Domuyo, donde se advierte que parte de sus contactos se encuentran calificados como inciertos. Esto es debido a que los diferentes autores que han trabajado en la zona lo han hecho en escalas que no siempre les permitían efectuar diferenciaciones estratigráficas de detalle en el Terciario volcánico.

Litología

Esta unidad está integrada por coladas de basaltos olivínicos y basandesitas oscuras a negras, brechas, aglomerados basálticos oscuros intercalados con espesores variables de tobas dacíticas, blancas y rosadas. El estudio petrográfico de una muestra obtenida al oeste de la sierra de Palauco que figura con el n° VN003 en el repositorio del SEGEMAR, arroja como resultado una basandesita de textura porfirítica formada por fenocristales de feldespato y mafitos en una pasta pilotácica (Santamaría, 1997).

Kozłowski *et al.* (1987a, 1987b) reconocieron un espesor de 400 m en el perfil del arroyo Cajón del Molle. En general el espesor de esta unidad varía entre 150 m y 800 m (Méndez *et al.*, 1995). Esto es explicado por Groeber (1947), al determinar que esta unidad desempeñó el papel de relleno de una superficie erosiva labrada sobre el Mollelitense.

Relaciones estratigráficas

Se apoya discordantemente sobre unidades mesozoicas y terciarias. Lateralmente engrana con

las sedimentitas de la Formación Tristeza, relación observable en el portezuelo de Litrán, en las cabezas del arroyo Poñihue (Kozłowski *et al.*, 1987a, 1987b).

Edad y correlaciones

Con respecto a la edad de esta unidad, las dataciones de rocas con afloramientos ubicados próximos a la Puntilla de los Huincanes dieron un valor de $13,3 \pm 4$ Ma (Legarreta *et al.*, 1985). Méndez *et al.* (1995) y Ramos y Nullo (1993) aportaron información sobre dataciones radimétricas del Grupo Palauco, que dan valores variables entre $14,4 \pm 0,7$ Ma y $5,3 \pm 1,15$ Ma, con las cuales es posible asignar esta unidad al Mioceno medio.

GRUPO DOMUYO (23)

Granitos, granodioritas, tonalitas, adamelitas y dacitas

Antecedentes

Yrigoyen (1972) acuñó este nombre para designar a los cuerpos volcánicos intrusivos que se instalan durante los movimientos diastróficos acontecidos durante el Mioceno medio, reemplazando de esta manera el antiguo nombre de “Domuyolitense” de Groeber (1947) y tomó como localidad tipo al intrusivo del cerro Domuyo. Méndez *et al.* (1995) denominaron a estos intrusivos Plutonitas Domuyo.

Distribución areal

Este grupo tiene como más importante exponente a los intrusivos del cerro Domuyo, cerro Palao, y el ubicado cercano a la localidad de Barrancas. Cuerpos de menor tamaño pueden observarse a lo largo del meridiano 70°.

Litología

Estos intrusivos están constituidos por granitos, granodioritas, adamelitas y pórfidos andesíticos. Son rocas en general de colores desde gris claro a blanco amarillento, aunque en menor proporción se presentan de tonalidades rosadas y gris verdosas. El granito del cerro Palao es fresco y está compuesto por plagioclasas, feldespato potásico del tipo ortoclasa, cuarzo y escasa biotita. Posee textura de grano fino y miarolítica. El *stock* del cerro Domuyo es un pórfido riolítico a granítico, con tex-

tura porfírica y pasta micrográfica. Los fenocristales están constituidos casi exclusivamente por plagioclasa.

Relaciones estratigráficas

Estos cuerpos ígneos intruyen con contactos netos a entidades mesozoicas y terciarias.

Edad y correlaciones

De acuerdo con Groeber (1947) y a las dataciones de Ramos y Nullo (1993), el Grupo Domuyo es asignable al Mioceno medio.

2.4.3.3. Mioceno superior – Plioceno

Formación Huincán (24)

Andesitas hornblendíferas y piroclastitas

Antecedentes

Este grupo efusivo-intrusivo fue reconocido por Groeber (1946), quien lo denominó “Huincalicense”. Posteriormente, Yrigoyen (1972) sustituyó este nombre por el de Andesitas Huincán. Bettini (1982) incluyó a esta unidad dentro del Grupo Efusivo Neógeno. Ramos y Nullo (1993) la analizaron al tratar el arco volcánico Mioceno en el sur de la provincia de Mendoza.

Distribución areal

Aflora desde la laguna del Diamante hasta la provincia del Neuquén, en tanto que en el ámbito de la Hoja Barrancas asoma sobre la margen derecha del río Grande, al norte de Puntilla de Huincán.

Litología

La Formación Huincán está constituida por rocas volcánicas de composición intermedia, andesitas hornblendíferas a fenoandesitas de texturas porfíricas, de colores claros grisáceos a verdosos. Su emplazamiento se da en forma de coladas, cuerpos subvolcánicos, diques y filones capa (Ramos y Nullo, 1993). El mayor espesor de esta unidad se encuentra alrededor del arroyo Coehue Melehue, donde alcanza unos 500 m a 600 m (Groeber, 1937), disminuyendo notablemente hacia el norte y sur.

Relaciones estratigráficas

La Formación Huincán sobreyace en forma discordante a los Grupos Neuquén y Molle, estando cubierta de igual manera por sedimentos cuaternarios.

Edad y correlaciones

El límite superior de esta unidad está determinado por los flujos lávicos de la Formación Coyocho, de edad pliocena, según dataciones radimétricas que arrojan valores de $8,5 \pm 1,5$ Ma (González Díaz, 1979) y de 10 y 4,1 Ma (Linares y González, 1990). Se estima que la Formación Huincán se intruyó durante un lapso comprendido entre el Mioceno superior y el Plioceno.

Formación Letelier (25)

Areniscas arcillosas, yesíferas y calcáreos oolíticos

Antecedentes

La Formación Letelier fue definida por Dessanti (1973) y posee su localidad tipo en el puesto Letelier, situado en las inmediaciones de Ojo del Agua. Trabajos anteriores realizados por Groeber (1947) la reconocieron en el distrito de Palauco, denominándolas como "Santamariense". Méndez *et al.* (1995) le asignaron el nombre de Formación Las Chacras.

Distribución areal

Aflora en el flanco oeste de la sierra de Palauco y tiene su mayor desarrollo en el arroyo Cajón de Molina, donde fueron encontrados restos fósiles que denotan un ambiente marino.

Litología

Esta entidad está caracterizada por una composición principalmente clástica, con la presencia en la base de niveles conglomerádicos, de pobre selección, con la participación de elementos tufáceos. Hacia la zona del río Grande incorpora elementos más finos, areniscas y pelitas rojas y verdes, con intercalación de bancos de yeso y niveles calcáreos oolíticos. La potencia de esta unidad supera los 500 metros.

Paleontología

Caracteriza a esta unidad la existencia de *Corbicula stelzneri* en los bancos calcáreos, así

como microfósiles calcáreos, nannoplancton, pelecípodos y gasterópodos.

Ambiente

Los términos gruesos de la Formación Letelier fueron depositados dentro de un sistema de abanicos aluviales con la participación de cursos fluviales. Con respecto a los niveles finos portadores de fósiles, se estima que los mismos se desarrollaron en un ambiente marino marginal somero.

Relaciones estratigráficas

Se apoya en discordancia sobre el Grupo Palauco y está cubierta por sedimentitas cuaternarias.

Edad y correlaciones

La Formación Letelier fue asignada tentativamente al Mioceno superior - Plioceno en su localidad tipo (Dessanti, 1973). Los hallazgos fosilíferos confirman esta edad. Estudios regionales de detalle evidencian una relación de engranaje lateral de esta unidad con la Formación Coyocho.

2. 4. 3. 4. Plioceno

Formación Coyocho (26)

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Numerosos autores han estudiado esta unidad, denominada "Basalto II" ó "Coyocholitense" por Groeber (1929, 1946). Méndez *et al.* (1995) describieron a la Formación Coyocho en conjunto con la Formación Huincán bajo el nombre de Miembro Efusivo del Complejo Eruptivo Quéchuico, equivalente a la Asociación Volcánica Pliocena de Polanski (1964). González Díaz (1979) realizó un importante aporte en cuanto a los antecedentes de esta unidad y sobre las distintas especulaciones que sobre ella se plantearon.

Distribución areal

La Formación Coyocho se extiende ampliamente en el sector sudoriental de la Hoja Barrancas y

constituye la totalidad de los afloramientos de la Loma del Medio y cañada de los Cruceros. También puede observarse en el área de la pampa Litrán.

Litología

Esta unidad está compuesta por un basalto olivínico-piroxénico que puede ser vesicular o macizo, de tonalidades pardo oscuras, pudiendo estar las vesículas rellenas por calcita. La base de la Formación Coyocho normalmente está constituida por lapillis, bloques y en ocasiones por arena de composición volcánica. Otras veces un basalto muy escoriáceo vesicular, generalmente meteorizado reemplaza lateralmente al citado sedimento (González Díaz, 1979).

Relaciones estratigráficas

Se asienta en discordancia sobre los Grupos Neuquén y Malargüe y sobre la Formación Tristeza y el Grupo Palauco y está cubierta en igual forma por la Formación Tilhué y sedimentos recientes.

Edad y correlaciones

La edad de esta unidad fue motivo de discusión. Groeber (1946) la asignó al Plioceno. Posteriormente, atribuyó a estas lavas una edad eocuaternaria (Groeber, 1951). Holmberg (1962), en su relevamiento de la sierra de Chachahuén, determinó que esta unidad, a la que denominó “Basalto II”, es de edad pliocena, a diferencia de Padula (1948), quién la incorporó al “Ciclo Chapualitense” bajo el nombre de “Basalto III”, incluyéndola ya en el Pleistoceno. Dataciones realizadas por González Díaz (1979) arrojaron valores de 8 ± 4 Ma y 4 ± 1 Ma, confirmando una edad pliocena para la misma.

2. 4. 4. NEÓGENO – CUATERNARIO

2. 4. 4. 1. Plioceno superior – Pleistoceno

Formación Tilhué (27)

Andesitas, basandesitas, tobas y aglomerados

Antecedentes

Se agrupa en forma generalizada dentro de la Formación Tilhué a una serie de volcanitas plio-pleistocenas que afloran en el sector neuquino de la

Hoja. Esta unidad fue reconocida por Groeber (1929), quién la designó como “Andesita 3”, sustituyendo posteriormente esta denominación por “Tilhuelitense” (Groeber, 1947). Fue Stipanovic (1965) quien le asignó el nombre de Formación Tilhué. Uno de los últimos trabajos realizados en la zona sobre esta entidad fue realizado por Delpino *et al.* (1995).

Distribución areal

Las volcanitas y piroclastitas aquí descriptas tienen un gran desarrollo en el sector neuquino de la Hoja. Las mismas adquieren gran importancia desde la laguna Fea, bordeando el cerro Domuyo, hasta el sur de la laguna Piojenta, donde se interrumpen los afloramientos, los que se vuelven a manifestar desde el cerro Polco hasta el límite sur de la Hoja.

Litología

Está constituida por una serie de volcanitas y piroclastitas que constituyen centros efusivos, algunos de los cuales están actualmente desmantelados. Las coladas están compuestas principalmente por andesitas y en forma subordinada basandesitas, de colores gris mediano a oscuro y pardo, de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (Zanettini, 2001).

Ambiente

Estos depósitos representan secuencias de estratovolcanes con desarrollo local de sistemas fluviales generados a partir del rejuvenecimiento del relieve como consecuencia del crecimiento de aparatos volcánicos.

Relaciones estratigráficas

Se apoya en forma discordante sobre la Formación Coyocho y los Grupos Molle, Mendoza y Rayoso y está cubierta por las Formaciones Chapúa y El Puente, las Andesitas Matrú y sedimentos cuaternarios.

Edad y correlaciones

Esta entidad es correlacionable a la Formación Cola de Zorro de Chile. Las dataciones radimétricas arrojaron una edad pliocena superior a pleistocena.

2. 4. 5. CUATERNARIO

2. 4. 5. 1. Pleistoceno inferior

Formación Payún Matrú (28)

Traquitas, traquiandesitas y andesitas

Antecedentes

Esta unidad constituye el antiguo núcleo del volcán Payún Matrú y el nombre formacional fue propuesto por González Díaz (1972a) para identificar lo que Groeber (1937) denominara “Domo Andesítico” y Llambías (1966) designara “Andesitas y Traquiandesitas de la Nariz”.

Distribución areal

Aflora en forma de semicírculo en torno a la caldera del volcán homónimo, presentando su mayor desarrollo en el sector norte y este.

Litología

Está representada principalmente por coladas mesosilíceas (traquíticas, traquiandesíticas, andesíticas) de color gris oscuro, rosado y violáceo. En menor proporción participan en esta unidad piroclastitas. González Díaz (1972a), sobre la base de sus características litológicas y geomorfológicas, diferenció cinco miembros, que en orden cronológico son: Miembro Cerro Negro, Miembro Nariz del Payún, Miembro Cerro Bayo, Miembro de la Cueva y Miembro del Bardón. Una característica general de estas volcanitas es su alta porosidad, dada por vesículas alargadas.

Relaciones estratigráficas

La base de la Formación Payún Matrú no ha podido ser determinada, pero se infiere que el sustrato sobre el cual se edificó el aparato volcánico sería la Formación El Cenizo, unidad que aflora al este, fuera del ámbito de la Hoja (González Díaz 1972a).

Edad y correlaciones

La ubicación temporal de esta unidad, según criterios de González Díaz (1972a), es Pleistoceno inferior.

Formación Chapúa (29)

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Stipanovic (1965) formalizó el nombre de esta entidad, donde agrupó a los basaltos pleistocenos que afloran en el área de la Hoja. Previamente habían sido estudiados por Groeber (1946; 1947) quien los designó “Basalto III” y “Basalto IV”, correspondientes a los episodios volcánicos Chapualitense inferior y superior, respectivamente. Esta unidad ha recibido diferentes nombres locales, razón por la cual Bermúdez *et al.* (1993) propusieron denominar a las volcanitas generadas a partir de este evento eruptivo como Grupo Chapúa. En este trabajo se optó por denominarla Formación Chapúa, haciendo la aclaración que las exposiciones de esta entidad observables en el área del Payún Matrú fueron nombradas como Formación Morado Alto por González Díaz (1972a).

Distribución areal

Esta unidad tiene una gran extensión de afloramientos dentro del área que abarca la Hoja, estando expuesta en la sierra de Palauco, en el sector este del volcán Payún Matrú. Aflora también en el Payún, en el cerro San Juan de Dios y en el área del cerro La Buitrera. En el tramo norte del río Grande, los asomos se presentan en ambos márgenes, en tanto que al oeste de este curso, la entidad se halla ampliamente expuesta en los cerros Mayorga y Coyuyo.

Litología

Está constituida por basaltos olivínicos de colores gris oscuro a negro grisáceo, acompañados por sus tobas y aglomerados. Suelen disponerse tanto constituyendo la base de grandes aparatos volcánicos, como conformando conos piroclásticos de reducidas proporciones. Los frentes de las coladas suelen presentar un escalón bien marcado, característica por la cual se le adjudica el nombre de “Basaltos de Meseta”. La olivina aparece como componente principal de las efusiones chapualitenses. Los fenocristales componen hasta el 30% del volumen total de la roca (Bermúdez, 1987; Bermúdez *et al.*, 1993).

Los afloramientos que se desarrollan en el cuadrante noroeste de la Hoja en muchas ocasiones aparecen cubiertos o semicubiertos por sedimentos sueltos. En esos casos fueron identificados en el mapa como 29a.

Relaciones estratigráficas

Esta formación yace en discordancia sobre diferentes unidades mesozoicas y terciarias, y es cubierta de igual manera por las Formaciones El Portezuelo y El Puente.

Edad y correlaciones

Es asignada al Pleistoceno inferior.

2. 4. 5. 2. Pleistoceno superior

Formación El Portezuelo (30)

Ignimbritas y tobas

Antecedentes

Llambías (1966) denominó como “Tobas del Portezuelo” a las piroclastitas que constituyen las “tobas de explosión” de Groeber (1937). Es González Díaz (1972a) quien le dio a esta unidad la jerarquía de Formación.

Distribución areal

Esta entidad se distribuye en forma de “anillo” alrededor del antiguo domo del volcán Payún Matrú.

Litología

Participan en la constitución de la Formación El Portezuelo principalmente ignimbritas que presentan un variado grado de soldadura, que van desde una aglutinación densa hasta prácticamente friables. Los colores predominantes son los rosados, aunque las facies más soldadas tienen colores oscuros. En menor proporción se describen *lapillis*, tobas brechosas y tobas. Los afloramientos se disponen en forma de anillo alrededor del núcleo del domo lávico del Payún Matrú, mostrando a partir de ese núcleo una importante variación, tanto litológica como textural.

Ambiente

González Díaz (1972b) interpretó que las facies ignimbriticas son el producto de la acumulación de material que fluyó en estado semiplástico rellenando un relieve previo, mientras que las facies tobáceas están más relacionadas a procesos de nubes ardientes.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya en discordancia sobre la Formación Chapúa y es cubierta por la Formación El Puente.

Edad y correlaciones

Dada su relación de infrayacencia a la Formación El Puente, puede determinarse que su edad corresponde al Pleistoceno superior.

2. 4. 5. 3. Pleistoceno superior – Holoceno temprano

Riolita Cerro Domo (31)

Riolitas

Antecedentes

Esta unidad fue denominada como “Magmatismo Dómico” por Brousse y Pesce (1982), siendo Zanettini (2001) quien la designó formalmente. Corresponde a lo que Llambías *et al.* (1978) identificaron como las facies lávicas del Complejo Domuyo.

Distribución areal

Aflora en el sector sudoeste del cerro Domuyo y constituye los cerros de La Pampa, Domo y Covunco.

Litología

La Riolita Cerro Domo está compuesta por domos y coladas dómicas de composición riolítica (liparítica) y en forma subordinada dacítica, que se emplazaron a favor de sistemas tensionales con orientación este - oeste. Los cuerpos y coladas riolíticas presentan una coloración gris oscura, gris blanquecino y blanco rosado. Son de textura porfírica, con abundantes fenocristales de feldespato potásico y escasos de cuarzo, hornblenda y augita, inmersos en una pasta félsica. La existencia de esta unidad determina la presencia de un volcanismo cuaternario shoshonítico en la región (Pesce y Brousse, 1984).

Relaciones estratigráficas

En los lugares donde se registran sus exposiciones, la entidad suprayace discordantemente al Grupo Mendoza.

Edad y correlaciones

Esta unidad fue datada por Brousse y Pesce (1982) y Pesce (1987). Las edades obtenidas la ubican dentro del Pleistoceno superior, alcanzando eventualmente el Holoceno temprano.

2. 4. 5. 4. Holoceno

Formación El Puente (32)

Basaltos piroxénicos - olivínicos y aglomerados basálticos

Antecedentes

Esta unidad está integrada por una sucesión de delgadas coladas individuales, que suelen superponerse e interferirse entre sí, conformando el evento eruptivo que Groeber (1937) denominara "Puentelicense" o "Basalto V". Irigoyen (1972) empleó la designación de Formación Puente, en tanto que González Díaz (1979) le asignó el nombre de Formación El Puente. Esta unidad constituye las primeras coladas basálticas emitidas posteriormente al colapso de la caldera del Payún Matrú, siendo una componente importante de las coladas del campo volcánico del Payún Matrú.

Distribución areal

La Formación El Puente aflora en la porción neuquina de la Hoja, desde los 37° S en forma casi continua hasta prácticamente el arroyo Chadileo, mientras que hacia el oeste se extiende hasta el cerro Palao. Más hacia el norte, en las inmediaciones del arroyo Buta Mallín, también presenta importantes afloramientos.

Litología

Está representada por un basalto piroxénico - olivínico, vesicular de color gris oscuro, pasta muy fina a afanítica donde, como rasgo característico de esta entidad, aparecen abundantes de piroxenos. La olivina aparece frecuentemente como único fenocristal, en orden de importancia le sigue la plagioclasa. Las lavas de esta unidad son del tipo *pahoe-hoe*, con desarrollo de túmulos y túneles (Bermúdez *et al.*, 1993).

Relaciones estratigráficas

En la zona del Payún Matrú las coladas de la Formación El Puente se apoyan en discordancia sobre las ignimbritas de la Formación El Portezuelo, mien-

tras que en Neuquén lo hacen sobre las volcanitas plio-pleistocenas que se asignan a la Formación Tilhué.

Edad y correlaciones

González Díaz (1979) mantuvo el criterio sustentado por Groeber (1946), adjudicándole a la Formación El Puente una edad holocena.

Formación La Planchada (33)

Traquitas, hialotraquitas y pumicitas

Antecedentes

Groeber (1937) relacionó esta unidad con los "Basaltos VI" y "VII". Estudios posteriores realizados por Llambías (1966) identificaron a estas volcanitas como "Traquitas La Calle" e "Hialotraquitas de la Explanada". González Díaz (1979) es el que le dio la jerarquía de Formación, designándola con el nombre del epígrafe.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación La Planchada bordean la caldera del Payún Matrú.

Litología

Esta entidad presenta acumulaciones de carácter lávico - pumíceo y brechoso pumíceo formando los escoriales traquíticos y hialotraquíticos que se desarrollan en la caldera del Payún Matrú. González Díaz (1979) distinguió diferentes miembros de acuerdo a su composición litológica: Pumicitas La Planchada, compuesto por lavas pumíceas sumamente livianas de color amarillo blanquecino hasta ocre, Brechas Pumíceas del flanco sur, y Escoriales Traquíticos, a los cuales a su vez los dividió de acuerdo al diseño de su flujo. La unidad culmina con coladas traquíticas caracterizadas por lo fino del diseño de sus líneas de fluidalidad transversales.

Relaciones estratigráficas

Yace en relación de discordancia sobre las Formaciones El Puente y El Portezuelo, y está cubierta por la Formación Tromen.

Edad y correlaciones

La unidad es correlacionable con "las erupciones de traquitas" y con parte de la "Obsidiana" de Groeber (1937) y se la adjudica al Holoceno.

Andesitas Matrú (34)

Traquitas, andesitas y traquiandesitas

Antecedentes

Esta unidad fue estudiada por Groeber (1947), ocasión en que la identificó como “Matrulitense”. González Díaz (1978) hizo referencia a esta unidad denominándola “Vulcanitas Mesosilíceas Holocenas”. Yrigoyen (1972) le dio un nombre formal, al llamarla Formación Matrú o Andesitas 6. En este trabajo se ha optado por el nombre de Andesitas Matrú para evitar la confusión con la Formación Payún Matrú.

Distribución areal

Dentro del ámbito de la Hoja, las Andesitas Matrú tienen su desarrollo en el límite internacional con Chile. Abarcan el área entre la laguna Maule hasta las lagunas Fea y Negra, extendiéndose hacia el norte.

Litología

Esta unidad está constituida por traquitas, andesitas y traquiandesitas. Es muy importante la producción de piedra pómez durante estas erupciones, como también es destacable la presencia de obsidiana negra.

Relaciones estratigráficas

Las Andesitas Matrú yacen en discordancia sobre las distintas unidades que conforman el Grupo Mendoza y las Formaciones Coyocho y Tilhué, siendo cubierta de igual forma por sedimentos recientes.

Edad y correlaciones

Es equiparable con la Formación La Planchada y se la asigna al Holoceno.

Formación Tromen (35)

Basaltos olivínicos

Antecedentes

La Formación Tromen representa el último episodio volcánico registrado en la Hoja. Fue estudiado por Groeber (1947) quien le dio el nombre de “Tromenlitense”. La denominación de Formación Tromen fue acuñado por Yrigoyen (1972). En su

trabajo de La Matancilla, González Díaz (1979) también se refirió a esta unidad como Formación Tromen.

Litología

Está caracterizada por poseer hasta un 20% de fenocristales. En orden decreciente de abundancia las fases minerales presentes son plagioclasa + olivina, en forma de glomérulos, olivina y plagioclasa (Bermúdez *et al.*, 1993). Esta entidad fue separada en Formación Tromen inferior (35a) y Tromen superior (35b), teniendo esta última la característica de poseer clinopiroxenos en forma subordinada. Las lavas son del tipo AA.

Relaciones estratigráficas

La Formación Tromen descansa en discordancia sobre las Formaciones Chapúa, El Portezuelo y El Puente y está cubierta por sedimentos cuaternarios.

Edad y correlaciones

Esta unidad corresponde al cuarto episodio eruptivo tradicionalmente denominado “Tromenlitense”, el cual es asignable al Holoceno.

Depósitos de remoción en masa (36)

Gravas, arenas y limos

Constituyen depósitos de remoción en masa que se encuentran vinculados generalmente a los bordes de las mesetas basálticas. Tal es el caso del área de cañadón Amarillo y la zona del arroyo Ralhue. Litológicamente están constituidos por bloques de vulcanitas que han tenido un asentamiento gravitatorio. En forma subordinada participan arenas y limos. Se atribuyen al Holoceno.

Depósitos aluviales y coluviales (37)

Gravas, arenas y limos

Están compuestos por sedimentos de variada granulometría y composición, debiendo su origen a los procesos de erosión actuales desarrollados en el área, donde prevalece un sistema de depositación del tipo aluvial.

También se agrupan aquí sedimentos que se depositan por acción eólica, formados principalmente en el área volcánica del campo lávico del Payún

Matrú. Se tratan de *sand-drift* o depósitos de arena a los que los lugareños denominan “guadales”. Se asignan al Holoceno.

Depósitos aluviales recientes (38)

Gravas, arenas y limos

Se representan aquí los sedimentos fluviales que se originan a partir del desborde de los cursos permanentes principales, como lo son los ríos Grande y Barrancas. Litológicamente están representados por gravas, arenas y limos. Se atribuyen al Holoceno.

3. ESTRUCTURA

3.1. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES

La Hoja 3769-I, BARRANCAS está ubicada en la Faja Plegada y Corrida de la Cordillera Principal. Este sector del cinturón orogénico andino denominado por Kozłowski *et al.* (1989; 1993) como Faja Plegada y Corrida de Malargüe tiene como rasgo característico la participación en la deformación de bloques del Grupo Choiyoi.

El sector interno del orógeno (área occidental de la Hoja) está prácticamente cubierto e intruido por volcanitas cenozoicas. El área central de la Hoja presenta los mejores afloramientos del sector medio del cinturón orogénico, mientras que hacia el este de la misma (sector externo y antepaís) existe una cobertura amplia de volcanitas cenozoicas.

La vergencia dominante de las estructuras de la Faja Plegada y Corrida es generalmente hacia el antepaís. Sin embargo en la Hoja Barrancas las estructuras mayores afloradas tienen vergencias contrarias. Tanto el anticlinal de la sierra Azul, como los de las sierras de la Cara Cura y de Reyes muestran las características tectónicas distintivas de la Hoja, involucrando al Grupo Choiyoi en la deformación, y conforman estructuras que desarrollan retrocorrimientos en el limbo dorsal. Estos retrocorrimientos pueden ser explicados por la existencia de fracturas previas normales, reactivadas durante la orogenia andina, como por ejemplo en la sierra de Palauco (Manceda y Figueroa, 1993), tal como puede verse en la figura 4.

En los otros casos (Cara Cura y Reyes) podría interpretarse que los retrocorrimientos se generan a partir del borde superior de la rampa frontal responsable de la estructura. Este fenómeno se observa también en el flanco oeste de la sierra Azul. La ex-

plicación mecánica de este fenómeno estaría relacionada con el fuerte contraste de competencia dentro del bloque colgante dado por cambios de espesor del Grupo Choiyoi.

El volcanismo existente en la Hoja es de carácter tanto predeformacional, como sindeformacional y posdeformacional.

La Hoja está ubicada en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe. Esto es el resultado de la deformación de cobertura delgada (*thin skin*) sufrida principalmente por la cuenca de retroarco Neuquina durante los esfuerzos compresivos de la orogenia andina.

Dentro del área que nos ocupa, las características principales de la faja fallada y plegada en su sector externo son, según Kozłowski *et al.* (1993) las siguientes: a) participación del Grupo Choiyoi en las estructuras principales, b) estas estructuras controlaron la depositación del Terciario, y c) se desarrolla en este sector una extensa zona triangular aprovechando el despegue pasivo en las evaporitas de la Formación Huitrín.

Para el sector medio e interno se presenta una fuerte complejidad estructural, determinada por una mayor cantidad de niveles de despegue y una menor calidad de afloramientos, complicados estos últimos por las abundantes intrusiones y erupciones volcánicas cenozoicas.

Principales estructuras

a) Zona sierra de Palauco - sierra de Reyes

Constituye una faja de tendido norte-sur ubicada al este del río Grande, compuesta por varias estructuras alineadas, entre las que se encuentran los anticlinales de Palauco, Ranquil-Có, Cara Cura y Reyes. Según Kozłowski *et al.* (1993) estas estructuras tienen las siguientes características:

1) Se desarrollan entre dos grandes estructuras con vergencia al este, una al norte (anticlinal de Malargüe) y otra al sur (anticlinal de la pampa Tril), ambas fuera de la Hoja.

2) Presentan un flanco occidental empinado y un flanco oriental más tendido, y en su núcleo se involucra, tanto en afloramientos como en subsuelo, la deformación del Grupo Choiyoi.

3) Cada una de estas estructuras de primer orden, tiene superpuestas otras de un orden menor, como por ejemplo las estructuras que constituyen los yacimientos petrolíferos en la sierra de Palauco

(Cajón de Olatino, Cajón de Letelier, Pampa Palauco, Cajón de Los Caballos y Cajón de Molina). Esto puede observarse en el corte de Manceda y Figueroa (1993) de la figura 4.

4) Una característica propia del anticlinal de sierra de Reyes es que en su flanco oriental presenta el extremo norte de la zona triangular que se desarrolla al este del anticlinal de la pampa Tril. Esto está controlado principalmente por la distribución de facies evaporíticas de la Formación Huitrín.

b) Zona valle del río Grande

Es una faja de orientación N-S ubicada entre la sierra Azul y las sierras de Palauco, la Cara Cura y Reyes. Estas estructuras tienen las siguientes características según Kozłowski *et al.* (1993):

1) Conforman una serie de anticlinales y sinclinales con orientación meridiana cuyo despeque lo constituye la Formación Huitrín. Esto significa que dichas estructuras están desacopladas de las más profundas, donde el Grupo Mendoza permanece solidario con el Grupo Cuyo y el Basamento.

2) Dentro de estas estructuras superiores aflorantes, es posible observar efectos del diapirismo asociado a la deformación, por ejemplo en la zona del Zampal, sobre la ruta 40, y en general desde el arroyo Mutrenquel hasta el río Barrancas (Foto 5).

3) Algunas de las estructuras anticlinales dentro de esta zona son productoras de hidrocarburos, sobre todo en la sección norte de esta faja al oeste de sierra de Palauco.

c) Zona sierra Azul

La sierra Azul es una estructura anticlinal de techo plano y flancos empinados. Según Kozłowski *et al.* (1993) esta megaestructura anticlinal representa el afloramiento del nivel estructural inferior constituido por los Grupos Choiyoi y Cuyo, y parte del Grupo Mendoza. Estas estructuras de primer orden están desacopladas de las superiores por dos niveles de despeque: el inferior formado por pelitas de la Formación Agrio y el superior por las evaporitas de la Formación Huitrín.

d) Zona cerro Domuyo

Dentro de la zona del cerro Domuyo se desarrollan dos estructuras braquianticlinales importantes, la del Domuyo y el braquianticlinal Palao.

El braquianticlinal Domuyo tiene su núcleo formado en el Grupo Choiyoi y afecta a las unidades mesozoicas y volcanitas terciarias. Hacia el sur aflora el intrusivo del Grupo Domuyo. Groeber (1947) atribuyó el origen de esta estructura al emplazamiento del *stock* terciario.

El braquianticlinal Palao es una estructura de menor dimensión que la anterior desarrollada al este del arroyo Curi Leuvú en el cerro homónimo. Su núcleo está conformado por el Grupo Domuyo, el cual intruyó, domó y replegó a las unidades que constituyen los Grupos Cuyo y Mendoza, y a las volcanitas terciarias (Groeber, 1947).

Estas estructuras dómicas de geometría compleja se generaron por una combinación de plegamiento originado en niveles profundos de una faja plegada y modificados por intrusiones sinorogénicas y/o postorogénica.

e) Zona Payunia

El sector oriental y suroriental de la Hoja está cubierto por el campo volcánico de la Payunia. Este abarca además una amplia extensión hacia el este del área considerada. La gran extensión areal de estas volcanitas extraandinas de retroarco (Bermúdez *et al.*, 1993) hace que cubran distintas posiciones dentro de la faja plegada.

Hacia el este, fuera de la Hoja, en zona de antepaís, tapizando el basamento de la provincia geológica de la sierra Pintada, existen conos volcánicos alineados según viejas fracturas de orientación ONO-ESE reactivadas en el Pliopleistoceno.

Más hacia el orógeno, dentro del área de la Hoja, las volcanitas se apoyan en discordancia sobre niveles de los Grupos Neuquén y Malargüe, previamente estructurados.

3. 2. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Los rasgos que presentan actualmente las diferentes unidades estructurales de la Hoja son el resultado de la superposición de los distintos ciclos orogénicos y sus respectivas fases diastróficas. Dado el nivel de erosión que afecta a la faja plegada, dentro de la Hoja, no es posible reconocer en la misma

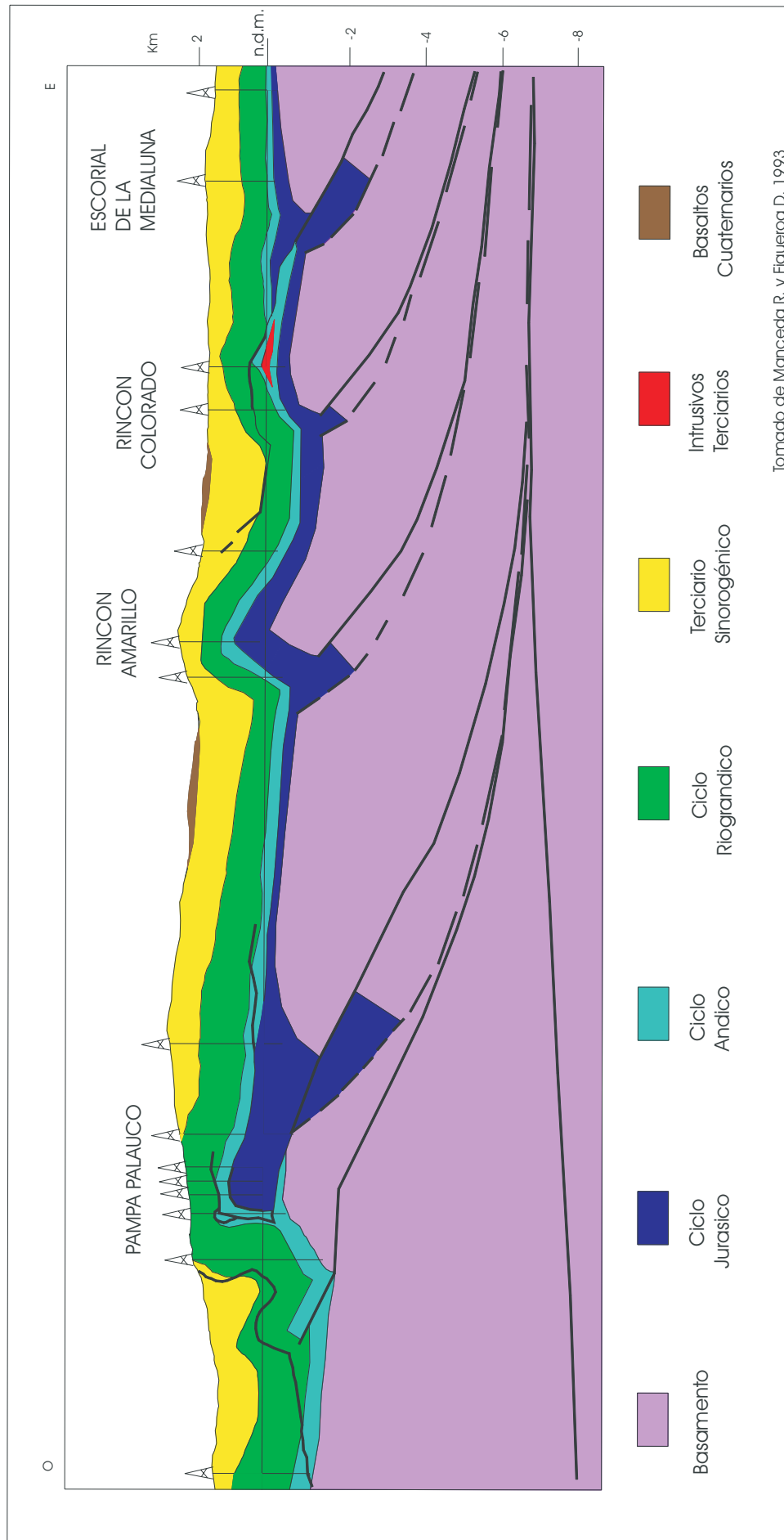


Figura 4. Corte estructural entre Pampa Palauco y el Escorial de la Media Luna, según Manceda y Figueroa (1993).

las discordancias más viejas que involucran a las rocas de basamento.

Ramos (1996a) determinó la existencia de los siguientes eventos tectónicos, en una zona de la Cordillera Principal ubicada al norte de la Hoja: Orogenia gondwánica, *Rifting* del Mesozoico temprano, Subducción extensional mesozoica, Subducción transicional al tipo chileno y Orogenia andina.

Ciclo orogénico gondwánico

Durante este ciclo orogénico se han generado sucesos tectónicos responsables de importantes discordancias angulares y de gran actividad magmática en todo el oeste argentino. Dentro de este ciclo se puede reconocer la fase diastrófica Sanrafaélica.

Si bien la discordancia angular entre rocas sedimentarias del paleozoico superior y los depósitos volcanoclásticos del Grupo Choiyoi no aflora dentro del ámbito de la Hoja, es posible observarla muy cerca de la misma, tanto en el núcleo de la estructura de la cordillera del Viento hacia el sudoeste, como en la cuesta de los Terneros en la sierra Pintada hacia el norte.

Según Ramos (1993b, 1996a, 1996b), esta fase orogénica representa un mínimo de actividad magmática, se inicia a fines del Pérmico inferior y da como resultado un importante engrosamiento cortical. Sobre la base de múltiples evidencias, el citado autor concluyó que la orogenia se habría producido entre los 270 Ma y 260 Ma, es decir en el Pérmico inferior tardío. A partir de esta fase comienza un importante período extensional que abarca desde el Pérmico superior al Triásico. En el área de la Hoja Barrancas aflora la parte superior del Grupo Choiyoi, la que según el autor de referencia, estaría dominada por un régimen puramente extensional.

Rifting del Mesozoico temprano

Durante el Triásico medio a superior se desarrolla un sistema extensional de escala megacontinental, que afecta a la corteza. Esto coincide con el cese de la subducción en los márgenes periféricos de Pangea (Ramos, 1996a). Este mismo autor sostiene que los sistemas de *rift* se implantan en el bloque colgante de las suturas de los diferentes orógenos colisionales. Este período extensional es el responsable de la generación de las cuencas Cuyana y Neuquina.

En el flanco occidental de la sierra de Reyes es posible observar los depósitos de *synrift* inicial, cuya subsidencia mecánica fue generada por el proceso previamente descrito y que además es conocido como Fase Tunuyánica (215 Ma). Los depósitos de *synrift* están cubiertos mediante discordancia angular por las secuencias marinas pertenecientes a las Mesosecuencias Cuyo y Lotena, registrándose en la zona una ingresión marina pacífica. Esta cuenca se genera a partir de un hundimiento térmico regional conjuntamente con una elevación del nivel eustático.

Subduccion extensional mesozoica

Los procesos extensionales del Mesozoico temprano, que se inician como un sistema de *rift*, sobre todo en la cuenca Neuquina, a medida que evolucionan comienzan a ser interferidos por la instauración de una zona de subducción en el margen pacífico hasta comportarse como cuencas de retroarco (Sanguinetti y Ramos, 1993).

La clásica discordancia Intermálmica (144 Ma) identificada en la base de Formación Tordillo, refleja los cambios sufridos por la cuenca. Se instaura un arco magmático evidenciado por los espesos depósitos volcánicos de la Formación Río Damas (Chile).

La subsidencia durante esta etapa estaría controlada por el hundimiento térmico de la corteza. Las distintas mesosecuencias que rellenan la cuenca estarían además influenciadas por los cambios eustáticos (Legarreta *et al.*, 1993).

Subducción transicional al tipo chileno

Según Ramos (1996b), los cambios ocurridos en el Barremiano - Aptiano (Fase Miránica) que producen una marcada continentalización de los depósitos de la cuenca Neuquina tienen coincidencia con un incremento de la velocidad de convergencia de placas, asociada además a la separación de los continentes sudamericano y africano.

Legarreta y Uliana (1991), sobre la base de la construcción de una curva de subsidencia termotectónica, reconocieron la existencia de al menos dos episodios de hundimiento regional a lo largo de una faja norte-sur adyacente al arco magmático ubicado en Chile. La edad de estos eventos sería Albiano - Cenomaniano y Campaniano - Paleoceno.

Segmentación orogénica andina

La fase compresiva generadora del orógeno andino se inicia con un sistema de subducción tipo Chileno en el Cretácico superior (Ramos, 1996a). No hay acuerdo entre los autores sobre la ubicación temporal exacta del inicio de la orogenia andina en la región.

Según Ramos (1993a), el quiebre observado de la curva de subsidencia de 105 Ma (Legarreta y Uliana, 1991), también puede marcar el inicio de la estructuración compresiva. Este aumento en la velocidad de subsidencia estaría controlado por la carga tectónica en el orógeno ubicado más al oeste.

Para la evaluación de las distintas etapas o fases del ciclo orogénico andino dentro del área de la Hoja Barrancas se utilizarán las discordancias entre las distintas unidades de relleno sinorogénico terciario. Estas unidades tectosedimentarias corresponden a depósitos de la cuenca de antepaís ubicadas en el frente orogénico (fuera del ámbito de la Hoja), a relictos del mismo conservados en el orógeno, tanto como a cuencas locales de *piggy back*, con relleno volcanosedimentario.

Fase Mapúchica

Los movimientos de esta fase se desarrollan desde el Eoceno hasta el Oligoceno y originan el plegamiento de las sedimentitas mesozoicas, dando lugar a la discordancia de la base de la Formación Agua de la Piedra.

Fase Incaica

Esta fase compresiva generó zonas de distensión durante el Eoceno – Oligoceno que provocaron los procesos ígneos del Grupo Molle.

Fase Pehuénchica

Durante la Fase Pehuénchica se pliegan las sedimentitas y volcanitas del Paleógeno. La discordancia angular presente en la base de las piroclastitas de la Formación Loma Fiera es la evidencia de esta fase diástrófica. Procesos distensivos posteriores produjeron la actividad magmática del Mioceno medio.

Fase Quéchuica

Los distintos movimientos que se agrupan en la Fase Quéchuica comienzan en el Mioceno superior

e inicios del Plioceno. En el sector de la sierra de Palauco se verifica para esta época una inversión tectónica, ya que estos esfuerzos compresivos re-verten el sentido de las fallas lístricas normales del *rift*, generando retrocorrimientos que ascienden los depósitos jurásicos (Maceda y Figueroa, 1993).

Fase Diaguítica

Esta Fase orogénica tiene lugar a partir del Plioceno alto, caracterizándose por la reactivación de las estructuras previas y la gran actividad ígnea. Se desarrollan dos zonas con magmatismo en el Cenozoico superior, volcanismo de arco al oeste del río Grande (Formación Tilhué ?), y volcanismo de retroarco en la zona del Payún Matrú (Ramos y Nullo, 1993). El factor que determina la presencia de basaltos de retroarco es la subducción de corteza oceánica joven a muy joven (Ramos, 1993a).

4. GEOMORFOLOGÍA

De acuerdo con los conceptos de Polanski (1954), la Hoja 3769-I, BARRANCAS, estaría ubicada dentro de lo que el autor determinó como Montañas y Serranías, comprendiendo las unidades morfoestructurales Cordillera Principal y Payunia (Payenia según Polanski, 1954). Esta última unidad fue integrada al componente morfológico elevado por González Díaz y Fauqué (1993), en su descripción geomorfológica de la provincia de Mendoza.

La Cordillera Principal se caracteriza por estar formada por una serie de cordones serranos de rumbo general norte-sur, cuyas alturas van decreciendo hacia el este. La unidad morfoestructural Payunia, ubicada al este del río Grande, se extiende por su parte hacia el norte hasta el Bloque de San Rafael. Abarca los campos basálticos de Llancanello y Payún Matrú, siendo este último el que se desarrolla en el área que nos ocupa.

Los diferentes paisajes que presentan estas dos unidades morfoestructurales son el resultado de la acción de procesos tanto exógenos como endógenos, pudiendo identificarse distintas geoformas que a continuación se describen.

4. 1. GEOFORMAS DERIVADAS DE PROCESOS ENDÓGENOS

Relieve volcánico

Es muy extensa el área que presenta paisajes con relieve volcánico dada la gran actividad efu-

siva desarrollada en esta región a partir del Cenozoico. Es el principal componente del paisaje de la Payunia, donde pueden observarse importantes derrames lávicos ocurridos en el Neógeno y Cuaternario, siendo el producto de los ciclos eruptivos Chapualitense, Puentelitense y Tromenlitense. Se han identificado, en base a los distintos grados de retrabajo por parte de los agentes exógenos, relieves primarios, algo y muy modificados. Las coladas de los diferentes eventos se superponen presentando resaltos.

Las coladas basálticas del terciario temprano ubicadas al oeste del río Grande han dado lugar a extensas altiplanicies estructurales lávicas que enmascaran el relieve fluvial previo labrado sobre las sedimentitas mesozoicas, tal es el caso de la Altiplanicie del Payún, Loma del Medio y Cañada del Crucero, catalogadas dentro del esquema geomorfológico como muy modificadas.

La Formación Chapúa muestra generalmente en el frente de sus coladas un escalón bien marcado, característica por la cual Groeber (1946) le asignó el nombre de "Basaltos de Meseta".

El ambiente de la Formación El Puente se distingue por las elevaciones y depresiones casi paralelas y elongadas, que se disponen en forma transversal a la dirección de flujo (González Díaz, 1979), son lavas del tipo *pahoe-hoe* con desarrollo de túmulis y túneles.

Las erupciones correspondientes al Tromenlitense presentan coladas que conservan su individualidad, sin mayor interferencia entre sí, son de corto recorrido y sus contornos no son digitados como en la Formación El Puente sino más bien suavemente festoneados (González Díaz, 1979). Las lavas son del tipo AA con un relieve áspero.

Conos volcánicos y calderas

Dentro de las geoformas volcánicas localizadas tenemos los conos volcánicos y las calderas siendo la más importante de estas últimas la caldera del Payún Matrú, siguiéndole la del Payén. La caldera del Payún Matrú está ubicada en parte cuspidal del volcán homónimo, su forma primitiva era circular, y si bien está enmascarada por una serie de coladas internas, es aún reconocible morfológicamente. González Díaz (1972a) realizó una detallada descripción de la misma.

Los conos volcánicos conforman las elevaciones sobresalientes de los campos lávicos, pueden estar formados por piroclastos y/o lavas que se

acumulan alrededor de un conducto volcánico central que puede o no tener una depresión central o cráter. Los conos correspondientes a las erupciones Chapualitense (Formación Chapúa), poseen un grado de erosión que permiten observar los diques predominantemente radiales, y las brechas volcánicas que constituyen el conducto central. Los conos de la Formación El Puente se presentan casi intactos sólo se ve una erosión radial incipiente (Bermúdez *et al.*, 1993), los aparatos volcánicos de la Formación Tromen poseen pendientes empinadas y se encuentran en perfecto estado de conservación.

Planicie ignimbrítica tobácea

Está genéticamente relacionada con las facies ignimbríticas de la Formación El Portezuelo, forma un halo alrededor de la caldera del Payún Matrú de importantes dimensiones y que ha sepultado el relieve volcánico previo, dando un aspecto actual de relieve chato, interrumpido por la elevación de algún cono o remanente de colada no sepultada.

4. 2. GEOFORMAS DERIVADAS DE PROCESOS EXÓGENOS

Geoformas vinculadas a procesos fluviales

El paisaje de las zonas donde afloran las sedimentitas tanto mesozoicas como terciarias demuestran un estado maduro generado a partir de un sistema fluvial. La red de drenaje evidencia la existencia de un control estructural marcado, ya sea por la presencia de fallas, plegamientos, como por la alternancia de litosomas de diferente competencia.

Planicie de inundación

No tienen un gran desarrollo en la Hoja las planicies de inundación, restringiéndose a ciertos tramos de los ríos permanentes de la zona, como lo son los ríos Grande y Barrancas.

Abanicos aluviales

Los abanicos aluviales constituyen acumulaciones detríticas que se originan a partir de un punto localizado donde los ríos abandonan el área montañosa para extenderse en el pedimento. Están formados por sedimentos de variada granulometría y

composición, y deben su origen a los procesos de erosión actuales producidos en el área, donde prevalece un sistema de depositación del tipo aluvial. Existen en la Hoja varios sectores donde pueden observarse, siendo el área más importante la que se desarrolla al oeste de la sierra de Palauco, donde se está produciendo un paisaje de huayquerías sobre ellas. También pueden advertirse en las inmediaciones del volcán Cochiquito y en el valle del río Grande cercano a su confluencia con el río Barrancas.

Pedimentos

Se presenta este paisaje en la zona sur del cañadón Amarillo extendiéndose hasta el río Colorado, en el ámbito de la Hoja se los ve en el sector proximal del pedimento. Su desarrollo estaría vinculado al retroceso del Bordo Alto del Payún.

Huayquerías (*bad lands*)

La característica de este relieve es la alta densidad del drenaje y las divisorias no muy elevadas pero agudas. El carácter de los ríos es del tipo efímero, siendo típica la existencia de zanjones, cárcavas de escasa profundidad y laterales empinados (González Díaz y Fauqué, 1993). Estas huayquerías se encuentran desarrolladas en el área del cañadón Amarillo y al este de la sierra de Reyes, labradas sobre terrenos mesozoicos, mientras que al este de la sierra de Palauco se han formado sobre sedimentitas terciarias y cuaternarias, vinculadas estas últimas a la destrucción de los abanicos aluviales.

Deslizamientos

Se localizan principalmente en el sudeste de la Hoja, bordeando la Altiplanicie del Payún, Loma del Medio y la cañada de los Cruceros, también presentan procesos de remoción en masa en las inmediaciones del arroyo Rahlue. En los depósitos aflorantes en el borde sur de la Altiplanicie del Payún se pueden observar dos etapas de generación de los mismos, a los que González Díaz (1972a) ha denominado zona de asentamientos modernos y antiguos para los niveles superiores e inferiores respectivamente. En esta zona se puede ver la secuencia de degradación del borde de una meseta, compuesta por asentamientos actuales, seguidos por los antiguos con modificaciones debida a procesos de erosión y en la parte más distal pedimentos locales.

Geformas vinculadas al proceso glaciario

El área oeste de la Hoja estuvo sometida durante el Pleistoceno a un extenso englazamiento que ha dejado formas características, aún reconocibles a pesar de estar muy modificadas actualmente por una importante erosión fluvial.

Si bien Flint y Fidalgo (1969) interpretaron que se trató de un manto de hielo de alta montaña, Turner (en González Díaz y Fauqué, 1993) estimó que se habría emplazado un englazamiento continental. Son notables las geformas erosivas mayores como la presencia de circos y artesas glaciarias. Los valles en "U" se encuentran enmascarados por posteriores procesos de remodelación del paisaje.

En la cumbre del cerro Domuyo (Foto 2) se halla emplazado un glaciar en franco retroceso. Groeber (1937) realizó una descripción de los ventisqueros gemelos del Domuyo que descienden hacia el río Curi Leuvú, siguiendo el rumbo de estratos evaporíticos de la Formación Auquilco.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La entidad más antigua reconocida en el área corresponde a las volcanitas mesosilícicas del Grupo Choiyoi, atribuida al Pérmico superior – Triásico medio, la que forma parte del basamento de la cuenca Neuquina. Si bien la base de esta unidad no aflora en el área estudiada, puede asumirse que se apoya en discordancia angular sobre sedimentitas y volcanitas paleozoicas.

La fase diastrófica Tunuyánica generó un relieve irregular sobre el que se depositó durante el Triásico superior – Jurásico inferior (Hettangiano) la Formación Remoredo. Estas sedimentitas representan la fase inicial de acumulación de la cuenca, instaurándose sistemas de abanicos aluviales en depocentros no siempre conectados entre sí, situación que se verifica por sus variaciones de espesor y distribución areal.

Posteriormente, se produce una inundación de la cuenca y - discordancia mediante - se depositan las sedimentitas marinas del Grupo Cuyo. La inundación de la cuenca se comprueba durante el Aaleniano-Bajociano, que es el momento en que se reemplazaron las fosas aisladas por una cubierta sedimentaria única, alcanzando las unidades de esta edad la mayor distribución areal. Debido a esto, es que no se encuentran en esta región de la cuenca las secuencias depositacionales de la base

del ciclo. Las facies correspondientes a ambiente marino profundo y las turbiditas intercaladas reciben la denominación de Formación Los Molles, mientras que las facies de plataforma clástica marina que progradan sobre las mismas se conocen como Formación Lajas. La agradación de las distintas secuencias producen la regresión del sistema que culmina con la desecación de la cuenca. Los yesos de la Formación Tábanos, cuya exigüedad no ha permitido mapearlos a la escala de la Hoja, representan el relleno evaporítico de esta última etapa.

A partir de la acción de la Fase Loténica, durante el Calloviano superior y el Oxfordiano se registra en la comarca la depositación del Grupo Lotena. En el mismo se desarrollan tres secuencias depositacionales, una inicial que corresponde a una etapa de sedimentación clástica continental y marina (Formación Lotena) no identificada en la Hoja, sobre la que progada una plataforma carbonática (Formación La Manga), y un episodio final de desecación de la cuenca con la generación de facies evaporíticas (Formación Auquilco).

En el Kimmeridgiano tiene lugar la clásica discordancia Intermálmica (registrada en la base de la Formación Tordillo), que refleja los cambios sufridos por la cuenca al instaurarse un arco magmático en el oeste. Las distintas mesosecuencias que rellenan esta cuenca de retroarco durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior estarían además influenciadas por los cambios eustáticos. El Grupo Mendoza - que se ha iniciado con la depositación de Formación Tordillo - continúa con una ingresión marina cuya máxima inundación ocurre en el Tithoniano con la depositación de la Formación Vaca Muerta, que representa una máxima expansión de la cuenca hacia el antepaís. Condiciones ambientales locales dieron lugar en el Valanginiano medio al desarrollo de una rampa carbonática de gran continuidad (Formación Chachao). Un posterior ascenso del nivel del mar acontecido durante el Valanginiano Superior - Barremiano inferior, interrumpe la depositación de las calizas y se implanta un sistema semejante al desarrollado durante el Tithoniano, depositándose así la Formación Agrio.

Hacia el Barremiano superior - Albiano, las condiciones hidrológicas de la cuenca comienzan a cambiar, registrándose la depositación del Grupo Rayoso, acumulándose un conjunto de unidades clásticas, carbonáticas y evaporíticas, agrupadas en una serie de secuencias depositacionales separadas por límites netos y que comprende a las Formaciones Huitrín

y Rayoso. Las mismas muestran una alternancia de sistemas de desecación, inundación y disolución.

Durante los inicios del Cretácico superior tiene lugar la fase diastrófica Miránica Principal, generando una discordancia sobre la cual se depositan, durante el Cenomaniano y el Campaniano inferior, sedimentitas continentales del Grupo Neuquén. En el Santoniano superior - Campaniano inferior, se emplazaron las andesitas, pórfiros andesíticos y dioríticos de la Formación Pelán, datados en 81 ± 4 Ma. Posteriormente, comienza una lenta subsidencia, permitiendo una ingresión marina, esta vez de origen atlántico, conocida en términos generales como "Malalhueyano" o en la actualidad como Grupo Malargüe, cuya depositación se produjo entre el Campaniano superior y el Paleoceno. En la comarca considerada, este grupo está integrado por las Formaciones Loncoche, Roca y Pircala.

El levantamiento de la cordillera se inicia en el Paleógeno. Los movimientos de la fase orogénica Mapúchica pliegan las sedimentitas mesozoicas y comienza en la región la acumulación de depósitos continentales, conjuntamente con una gran actividad magmática, representados en la Formación Agua de la Piedra. Este magmatismo se inicia en el Oligoceno y, durante la Fase Incaica, da lugar a las intrusiones y efusiones andesíticas del Grupo Molle, que tiene lugar entre el Oligoceno y el Mioceno inferior.

A los inicios del Mioceno ocurre la Fase Pehuénchica, evidenciado por la discordancia angular en la base de las sedimentitas con alto contenido piroclástico de la Formación Loma Fiera, correlacionable con la Formación Collón Cura en Neuquén. En el Mioceno medio se desarrolla un evento magmático de gran importancia, con una fase intrusiva perteneciente al Grupo Domuyo y otra efusiva denominada Grupo Palauco. Simultáneamente a este evento tiene lugar la sedimentación de la Formación Tristeza, caracterizada por estar compuesta principalmente por clastos de material volcánico depositadas en cubetas de *piggy back*. Durante el Mioceno tardío y el Plioceno la actividad ígnea continua siendo intensa, y está representada por el magmatismo ácido de la Formación Huincán, mientras que en la cuenca de antepaís se acumularon las sedimentitas de la Formación Letelier, en las que se han reconocido niveles que registran un ingreso marino evidenciados por la presencia de *Corbicula stelzneri*. Las volcanitas básicas de la Formación Coyocho se emplazaron en el Plioceno. En el límite Plio-pleistoceno la actividad volcánica está representada por las volcanitas de la Formación Tilhué.

En el Pleistoceno temprano se inicia la construcción del aparato volcánico del Payún Matrú, de composición predominantemente andesítica, incluyendo las Formaciones Payún Matrú y Chapúa. La evolución de este centro volcánico se extiende en el tiempo, verificándose en el Pleistoceno superior la acumulación de ignimbritas y tobas de la Formación El Portezuelo y posteriormente, en el límite Pleistoceno – Holoceno tuvo lugar el emplazamiento de la Riolita Cerro Domo. Durante el Holoceno la actividad volcánica continúa, manifestándose en primer término el derrame de basaltos olivínicos volcánicos (Formación El Puente), luego traquitas y pumicitas (Formación La Planchada), andesitas (Andesitas Matrú) y, nuevamente, basaltos olivínicos (Formación Tromen), con los que finaliza la actividad ígnea en la región considerada.

Desde el Pleistoceno hasta épocas prehistóricas la zona este del río Grande ha estado sujeta a eventos extensionales locales, produciéndose en el área voluminosas erupciones basálticas, que se hallan ubicadas en posición de retroarco respecto del arco activo actual. Muchos de estos centros efusivos presentan fenómenos termales. Finalmente, la glaciación acontecida a fines del Pleistoceno dejó en la zona oeste de la Hoja rasgos característicos de erosión producidos por el hielo.

6. RECURSOS MINERALES

Entre los depósitos de minerales metalíferos se destaca la mineralización cuprífera de la mina San Romeleo, que fue trabajada durante 1966-1967; las de cobre-vanadio, de hierro y de plomo son limitadas y carecen de importancia económica. Los minerales industriales están representados por yacimientos de azufre, de baritina-celestina y de sal. Con respecto a las manifestaciones de asfaltita, aunque son numerosas sólo dos de ellas fueron explotadas en la década del '40. El petróleo se ubica en la cuenca Neuquina, agrupándose en cuatro campos; son reservorios secundarios de tipo estructural.

En el cuadro 1 se han listado los indicios y ocurrencias minerales de la Hoja.

6. 1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Cobre

La mineralización cuprífera de la comarca se vincula con sedimentos del Grupo Neuquén,

distribuyéndose en yacencias y manifestaciones que se ubican en una faja centralizada en la Hoja. Se conocen las minas Liu Cullín, El Manzano y Don Víctor, próximas a la localidad de El Manzano; Costa Rica y César al este de Calmuco; Pablo Daniel al oeste de Coehue-Co; La Carmelita, Alejandro, Manhattan y San Romeleo cercanas al Bordo Alto del Payún. Ocurrencias menores se hallan en El Manzano, Mehanquil y Calmuco.

El mineral se aloja en areniscas calcáreas del Grupo Neuquén, distribuido en uno o varios niveles que están decolorados y contienen restos vegetales silicificados y/o bitumen asfáltico. Se trata de impregnaciones irregulares, de forma lenticular y aisladas, asociadas a las rocas calcáreas y a los vegetales fosilizados, que por lo general desaparecen en corto espacio tanto en sentido horizontal como en el vertical; también rellenan fisuras. Los minerales presentes son malaquita, azurita y calcantita, con cantidades menores de cuprita y calcosina; limonitas y óxidos de manganeso suelen acompañarlos. Según datos propios y del Plan Cordillerano Centro (1969), la mineralización ocurre con potencias variables entre 0,30 m y 2,00 m, en corridas de 40 m a 2.500 m y con leyes oscilantes entre 0,10% y 7,90% Cu.

San Romeleo, el yacimiento más importante, se ubica al norte del cerro Negro, en el Bordo Alto del Payún. Desde Malargüe se accede recorriendo 150 km por la ruta nacional 40 (pavimentada) hasta el puente sobre el río Grande sito en Zampal y desde allí se continúa 27 km al sudeste por el camino de tierra que conduce al yacimiento petrolífero de Cañadón Amarillo; la huella que va al puesto Agua de Isaac permite arribar al depósito. De acuerdo con Navarro (1967) en el sitio afloran areniscas calcáreo-yesosas, en parte bituminosas, de grano mediano, color gris a pardo, con estratificación cruzada; se intercalan bancos lenticulares de arcilitas yesosas rojizas y ocre. El conjunto corresponde a la sección inferior del Grupo Neuquén y se encuentra intruido por diques y *stocks* traquíticos que constituyen los cerros Liupuca, Montecino y San José. El yacimiento consta de tres sectores: San Romeleo, Agua Amarga y El Alambre, habiéndose desarrollado alguna explotación en el primero. En el sector San Romeleo la mineralización cuprífera está contenida en las areniscas calcáreas que presentan rumbo este e inclinan N 31°, con una potencia de unos 12 m, confinadas entre arcilitas yesosas, sobre una superficie de 14.250 metros cuadrados. La parte superior del afloramiento, como también así las pelitas y samitas que le subyacen, apoya sobre el *stock* traquítico del cerro Liupuca, curvándose

hasta alcanzar 80° de inclinación. Hacia oriente y occidente la sección estratigráfica se acomoda a la intrusión formando una estructura periclinal; hacia el norte la inclinación de los estratos va decreciendo hasta 10° al norte.

La mineralización aparece en bancos de areniscas feldespáticas con cemento calcáreo y yesoso, entrecruzadas, y en fisuras. En el primer caso constituye gránulos y plaquetas de calcantita de hasta 12 mm de diámetro agrupados en las superficies de los estratos, en alineaciones que siguen los planos de estratificación o con disposición irregular. La calcantita rodea núcleos de malaquita y menor cantidad de azurita, reemplazando selectivamente sectores yesosos. En el segundo caso se observan fisuras cortas de rumbo nordeste y este, subverticales, de hasta 25 cm de ancho, con ramificaciones subhorizontales, donde el mineral forma venas de malaquita-azurita con núcleos lentiformes de calcosina-cuprita. La calcosina muestra clivaje rómbico ocupado en parte por covelina azul, mientras que la cuprita es alotriomorfa y con chispas de cobre nativo (Brodtkorb, 1967). Otros minerales presentes en menores proporciones son brocantita, antherita y raramente calcopirita y piritita.

En el sector Agua Amarga, 100 m al este de San Romeleo, sobre una superficie de 4.000 m², se encuentra un banco de areniscas feldespáticas pardas a negruzcas, bituminosas, de rumbo norte e inclinación 10°O y 12 m de potencia, sobre e infrayacidas por arcilitas yesosas rojizas, en el cual la mineralización se halla en un espesor de 8 m constituida por franjas de malaquita-calcantita regularmente espaciadas, con un intenso moteado de calcantita entre ellas. Se observan además pequeñas fracturas subverticales de rumbo este rellenas con mineral cuprífero. El sector El Alambre es similar al anterior, ocurriendo la mineralización en unos 100 m de largo por 10 m de espesor.

Durante el Plan Cordillerano se efectuaron muestreos en canaleta, sondeos (144 m) en el sector principal del yacimiento, cuyos resultados fueron los siguientes: ley de cobre entre 0,11% y 5,44% con una media de 1,70%; potencia entre 2,20 m y 10,00 m con una media de 5,30 m y contenido de 85.416 t probadas, 22.809 t probables y 75.807 t posibles. Para el sector Agua Amarga se midieron 88.000 t posibles de mineral con una ley media de 0,73% Cu. El laboreo efectuado en el yacimiento ha sido la extracción manual, superficial y selectiva.

Cobre - Vanadio

Los estudios realizados por el Plan Cordillerano Centro (1969) han permitido conocer en el ámbito de la Hoja la presencia de manifestaciones de cobre-vanadio contenidas en niveles arcilítico-yesosos del Grupo Neuquén y, muy escasamente, de la Formación Huitrín. De acuerdo con el mencionado Plan y según las constataciones del autor de este capítulo, ellas se reducen a pequeños asomos, distribuidos muy espaciadamente y esporádicos, en los que la mineralización carece de valor económico. La exposición que se hace es meramente informativa y como antecedente.

Las ocurrencias se distribuyen en varios afloramientos ubicados en El Manzano, Mechanquil, arroyo Quili-Có, Calmuco y río Barrancas. Consisten en nódulos de forma esférica a elipsoidal, de composición arcilítica a arcilítica arenosa, color verde oliva claro con tonalidad, a veces, amarillenta, distribuidos de manera espaciada y escasa en niveles de arcilitas con intercalaciones lenticulares y delgadas de yeso. Los nódulos son de tamaño variable entre 2 y 10 cm, pero en ocasiones alcanzan de 15 a 20 cm de diámetro, y contienen de manera no siempre visible macroscópicamente minerales de cobre y vanadio, malaquita y volbortita.

Los análisis geoquímicos colorimétricos por cobre y espectrográficos por vanadio realizados sobre los nódulos por el Plan Cordillerano Centro (1969) dieron los siguientes resultados: El Manzano: Cu: 0,074% a 1,00%, V: 0,02% a 0,13%; Mechanquil: Cu: 0,20% a 0,82%, V: 0,10% a 0,11%; Calmuco: Cu: 0,004 % a 5,00%, V: 0,02% a 1,00%; Río Barrancas: Cu: 0,000% a 0,014%, V: 0,0025% a 0,05%.

Al considerar los análisis sobre muestras tomadas en canaleta, en el área de Calmuco, es obvia la no economicidad de las manifestaciones: Cu: 0,002% a 0,024%, V: 0,02% a 0,05%. Los valores logrados por espectrofotometría de absorción atómica en el laboratorio de la Subsecretaría de Minería (San Juan) sobre muestras de nódulos tomadas por el autor de este capítulo, encuadran dentro de los parámetros dados para cobre en el sector El Manzano-Mechanquil, mientras que en el sector de Calmuco los tenores varían entre 0,16% y 2,10%; en muestras de arcilitas carentes de nódulos se tiene de 40 a 130 ppm Cu.

Los análisis de vanadio y uranio fueron realizados por la Comisión Nacional de Energía Atómica (Departamento Regional Cuyo) por absorción atómica y por fluorescencia láser, respectivamente. En el sector de El Manzano - Mechanquil el tenor de

Cuadro I. Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 3769-I, BARRANCAS.

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	Azufre	Hilda Mary	S. de la Cruzada	36°49'	70°18'	3769-13	tobas	Grupo Molle	Terciario	S	galerías, cielo abierto
2	Asfáltita	Santa María (Los Vascos)	Sierra Azul	36°05'	70°01'	3769-01	esquistos bituminosos, margas	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	galerías, piques
3	Asfáltita	Mercedes	Sierra Azul	36°06'	70°01'	3769-01	arcillitas margosas	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	galerías, chiflón,
4	Asfáltita	Huanquimileo	Sierra Azul	36°08'	70°03'	3769-01	yeso, arcillitas	Formación Huitrín	Cretácico	Asf	chiflón
5	Asfáltita	El Nuco	Sierra Azul	36°05'	69°49'	3769-02	yeso, areniscas	Grupo Neuquén	Cretácico	Asf	
6	Asfáltita	El Manzano	El Manzano	36°06'	69°44'	3769-02	areniscas, andesitas	Grupo Neuquén	Cretácico	Asf	
7	Hierro	El Mayán	Mayán	36°14'	70°01'	3769-01	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	Hem	
8	Hierro	Loma del Medio	Mayán	36°15'	70°01'	3769-01	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	Hem	
9	Hierro	Amelia	Mayán	36°22'	70°00'	3769-07	andesitas	Grupo Molle	Terciario	Hem	
10	Cobre-Vanadio	Río Barrancas	El Vatro	36°39'	70°01'	3769-07	pelitas, yeso	Formación Huitrín	Cretácico	MI, Vol	
11	Cobre	Don Víctor	El Manzano	36°05'	69°48'	3769-02	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	MI, Az, Lim	galerías cortas
12	Cobre	El Manzano	El Manzano	36°06'	69°48'	3769-02	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	MI, Az	rajos
13	Cobre	Liu Cullín	El Manzano	36°07'	69°48'	3769-02	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	MI, Az, Lim	rajos, chiflones
14	Cobre-vanadio	El Manzano	El Manzano	36°08'	69°46'	3769-02	pelitas, yeso	Grupo Neuquén	Cretácico	MI, Vol	
15	Baritina	María Isabel	Coehue Có	36°10'	69°45'	3769-02	calizas	Formación Huitrín	Cretácico	Ba	galerías cortas
16	Asfáltita	El Salitral-Mechanquill	A° Mechanquill	36°11'	69°42'	3769-02	areniscas	Fm. Agua de la Piedra	Terciario	Asf	piques
17	Baritina	Marito	Mechanquill	36°15'	69°57'	3769-02	calizas	Fm. Vaca Muerta	Cretácico	Ba	
18	Baritina	Lutherna	Mechanquill	36°14'	69°56'	3769-02	calizas	Fm. La Manga	Jurásico	Ba, Ce	cielo abierto
19	Baritina	Monteagudo	Mechanquill	36°14'	69°56'	3769-02	calizas	Fm. La Manga	Jurásico	Ba, Ce	cielo abierto
20	Baritina	Mallín Redondo	Mechanquill	36°14'	69°55'	3769-02	calizas	Fm. La Manga+I101	Jurásico	Ba, Ga	
21	Asfáltita	Arroyo Quilicó	Mechanquill	36°15'	69°55'	3769-02	areniscas	Grupo Neuquén	Cretácico	Asf	
22	Cobre-vanadio	Mechanquill 1	Mechanquill	36°13'	69°52'	3769-02	pelitas, yeso	Grupo Neuquén	Cretácico	MI, Vol	
23	Cobre-vanadio	Mechanquill 2	Mechanquill	36°13'	69°50'	3769-02	pelitas, yeso	Grupo Neuquén	Cretácico	MI, Vol	

Cuadro 1. Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 3769-I, BARRANCAS.

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
24	Plomo	Juan Blas	Punt.de Huincán	36°18'	69°45'	3769-02	andesitas	Grupo Molle	Terciario	Ga	
25	Plomo	Adelina	Punt.de Huincán	36°19'	69°44'	3769-02	andesitas	Grupo Molle	Terciario	Ga	
26	Plomo	Juan Carlos	Punt.de Huincán	36°19'	69°44'	3769-02	andesitas	Formación Colipilli	Terciario	Ga(Ag), Bl, Cp, Bo, Py	galerías, piques
27	Plomo	Puntilla	Punt.de Huincán	36°20'	69°43'	3769-08	andesitas	Formación Colipilli	Terciario	Ga	
28	Cobre	Costa Rica	Calmuco	36°27'	69°45'	3769-08	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	MI	
29	Cobre-vanadio	Calmuco 1	Calmuco	36°28'	69°48'	3769-08	pelitas, yeso	Grupo Neuquén	Cretácico	MI, Vol	
30	Cobre	César	Calmuco	36°29'	69°45'	3769-08	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	MI	
31	Sal de roca	La Chola	Zampal	36°28'	69°41'	3769-08	sal de roca	Formación Huitrín	Cretácico	Ha	
32	Cobre-vanadio	Calmuco 2	Calmuco	36°31'	69°49'	3769-08	pelitas, yeso	Grupo Neuquén	Cretácico	MI, Vol	
33	Sal de roca	Ranquiles	Zampal	36°31'	69°40'	3769-08	sal de roca	Formación Huitrín	Cretácico	Ha	cielo abierto
34	Sal de roca	Luncay	Ranquil Norte	36°37'	69°45'	3769-08	sal de roca	Formación Huitrín	Cretácico	Ha	cielo abierto
35	Sal de roca	Gilda	Ranquil Norte	36°38'	69°46'	3769-08	sal de roca	Formación Huitrín	Cretácico	Ha	
36	Sal de roca	Blanca	Ranquil Norte	36°38'	69°46'	3769-08	sal de roca	Formación Huitrín	Cretácico	Ha	
37	Sal de roca	El Negro	Ranquil Norte	36°38'	69°47'	3769-08	sal de roca	Formación Huitrín	Cretácico	Ha	
38	Sal de roca	Horacio	Ranquil Norte	36°38'	69°47'	3769-08	sal de roca	Formación Huitrín	Cretácico	Ha	
39	Sal de roca	Patricia	Ranquil Norte	36°39'	69°48'	3769-08	sal de roca	Formación Huitrín	Cretácico	Ha	
40	Sal de roca	Gustavo	Ranquil Norte	36°39'	69°48'	3769-08	sal de roca	Formación Huitrín	Cretácico	Ha	
41	Asfaltita	La Omatina	Ranquil Norte	36°39'	69°46'	3769-08	pelitas	Formación Huitrín	Cretácico	Asf	piques
42	Sal de roca	Barrancas	Guaraco	36°42'	69°59'	3769-14	sal de roca	Formación Huitrín	Cretácico	Ha	cielo abierto
43	Asfaltita	Cerro Piedras Azules	Sierra Cara Cura	36°42'	69°37'	3769-08	calizas	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	socavones
44	Asfaltita	Agua de la Tosca	Sierra Cara Cura	36°43'	69°37'	3769-08	andesitas	Grupo Mendoza	Terciario	Asf	
45	Asfaltita	María Cristina (Bardas Ba- yas)	Cerro Mayal	36°44'	69°40'	3769-14	sedimentitas, andesitas	Grupo Mendoza	Cretácico, Terciario	Asf	
46	Asfaltita	Río de las Escaleras	Cerro Mayal	36°45'	69°43'	3769-14	pelitas	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	pique
47	Asfaltita	Silvia (La Costa)	Cerro Mayal	36°44'	69°45'	3769-14	areniscas, yeso	Gpo. Neuquén	Cretácico	Asf	
48	Asfaltita	Río Seco de los Baños	Cerro Mayal	36°48'	69°44'	3769-14	pelitas bituminosas	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	
49	Asfaltita	Cerro Mayal	Cerro Mayal	36°47'	69°42'	3769-14	calizas	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	socavones

Cuadro I. Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 3769-I, BARRANCAS.

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
50	Asfáltita	Isabel	Sierra de Reyes	36°51'	69°38'	3769-14	calcareos	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	galerías, piques
51	Asfáltita	Aguada del Chivato	Sierra de Reyes	36°52'	69°45'	3769-14		Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	
52	Asfáltita	Don Josué	Sierra de Reyes	36°53'	69°42'	3769-14	yoso	Formación Auquileo	Jurásico	Asf	socavones
53	Asfáltita	Don Paco	Sierra de Reyes	36°54'	69°42'	3769-14	areniscas calcáreas	Formación Auquileo	Jurásico	Asf	
54	Asfáltita	Agua Grande	Sierra de Reyes	36°58'	69°44'	3769-14		Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	trincheras
55	Asfáltita	El Naco (Agua d.l. Rosillas)	Sierra de Reyes	36°58'	69°38'	3769-14		Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	
56	Asfáltita	Ciénaga Grande	Sierra de Reyes	36°59'	69°40'	3769-14		Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	trincheras
57	Cobre	Pablo Daniel	Los Volcanes	36°15'	69°30'	3769-03	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	MI, Az, Asf	cielo abierto, trincheras
58	Azufre	Los Petisos	Los Volcanes	36°16'	69°31'	3769-02	anhídrita	Formación Huitrín	Cretácico	S	perforaciones
59	Cobre	La Carmelita	Bordo Alto del Payún	36°31'	69°28'	3769-09	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	MI	
60	Cobre	Alejandro	Bordo Alto del Payún	36°33'	69°28'	3769-09	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	MI	
61	Cobre	Manhatan	Bordo Alto del Payún	36°34'	69°28'	3769-09	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	MI	
62	Cobre	San Romeleo	Bordo Alto del Payún	36°36'	69°28'	3769-09	areniscas calcáreas	Grupo Neuquén	Cretácico	MI, Az, Calc, Cc, Cup	cielo abierto
63	Petróleo	Campo Sierra Azul	Sierra Azul			3769-02 3769-08	calizas, areniscas, andesitas	Fm. Vaca Muerta, Fm. Chachao, Gr. Neuquén ?	Cretácico, Terciario		pozos de exploración y producción
64	Petróleo	Campo Valle del Río Grande	Río Grande			3769-02	calizas, areniscas, andesitas	Fm. Chachao, Fm. Agrio, Gr. Neuquén?	Cretácico, Terciario		pozos de exploración y producción
65	Petróleo	Campo Sierra de Palauco	Sierra de Palauco			3769-02 3769-03	tobas, calizas, areniscas	Gr. Cuyo, Fm. Chachao, Gr. Neuquén	Jurásico, Cretácico		pozos de exploración y producción
66	Petróleo	Campo Cañadón Amarillo	Cañadón Amarillo			3769-14 3769-15	calizas, areniscas	Fm. Barda Negra, Fm. Tordillo, Fm. Mulichinco, Fm. Agrio	Jurásico, Cretácico		pozos de exploración y producción

Abreviaturas: Ag= plata, Asf= asfáltita, Az= azurita, Ba= baritina, Bl= blenda, Bo= bormita, Calc= calcantita, Cc= calcosina, Ce= celestina, Cp= calcopirita, Cup= cuprita, Ga= galena, Ha= halita, Hem= hematita, Lim= limonita, MI= malaquita, Py= pirita, S: azufre, Vol= volbortita

vanadio varía entre 0,009% y 0,092% mientras que de uranio se tiene de 4,1 a 39,4 ppm; en el sector de Calmuco el vanadio se halla con valores de 0,105% a 0,575% y el uranio de 4,3 a 41,7 partes por millón. Niveles de arcilitas sin nódulos arrojaron los siguientes tenores: vanadio de 0,01% a 0,022% y uranio de 1,9 a 5,3 partes por millón.

Hierro

Los depósitos ferríferos son limitados en el ámbito de la Hoja y prácticamente no hay información sobre ellos. Se conocen las manifestaciones El Mayán, Loma del Medio y Amelia, que se concentran en el faldeo nororiental del cordón de Mayán; solamente sobre la primera existen algunos datos.

El yacimiento El Mayán se ubica 13 km al oeste del caserío de Mechanquil. Según Tabacchi y Elizalde (1961), cuerpos intrusivos subvolcánicos de edad terciaria provocan alteración hidrotermal en los sedimentos del Grupo Neuquén que lo encajan y una acumulación ferrífera (de contacto?) discontinua de unos 700 m de corrida, con potencias de hasta 12 metros. La ley del mineral alcanza a 61,10% Fe, con contenidos de 6,60% SiO₂, 0,33% S y 0,54% P.

Plomo

Las escasas yacencias de plomo se concentran al norte del cerro Puntilla de Huincán. Se conocen los depósitos Juan Blas, Adelina, Juan Carlos y Puntilla, de carácter hidrotermal filoniano ligados al magmatismo terciario. El más conocido y explotado ha sido el yacimiento Juan Carlos, ubicado 6,5 km al norte del cerro Puntilla de Huincán. Se accede a él desde Malargüe recorriendo 122 km por la ruta nacional 40 (pavimentada) hasta el puente sobre el río Grande denominado La Pasarela, antes del cual parte una huella de siete kilómetros hacia el sudoeste, bordeando el arroyo Coehue Melehue, que permite el arribo a la mina.

De acuerdo con Rubio (1988) y propias constataciones, en el área del depósito afloran cuerpos subvolcánicos andesíticos y mantos de andesitas y tobas andesíticas del Grupo Molle; los mantos andesíticos son la roca encajante de la mineralización, encontrándose hidrotermalmente alterados en la inmediatez de los filones.

Junto a las vetas la sílice hidrotermal, en agregados isogranulares gruesos, reemplaza totalmente a la roca, cuya pasta es una asociación de sílice fina

y material arcillo-ferruginoso con pequeños parches de carbonato ferruginoso. Hacia fuera se observan los fenocristales de plagioclasa argilizados, sericitizados y reemplazados por carbonato ferruginoso, este último afectando totalmente a posibles piroxenos. La pasta se halla también reemplazada por material arcillo-ferruginoso y carbonatos; el cuarzo es escaso y se dispone intersticialmente. En la parte externa de la zona de alteración, la argilización y sericitización son intensas en las plagioclasas, mientras que los mafitos se hallan cloritizados y reemplazados por carbonatos. La pasta está argilizada y carbonatizada y contiene abundante disseminación de pirita; el cuarzo es muy escaso (Santamaría, 1995).

La mineralización se distribuye en tres vetas y guías menores alojadas en fallas con rumbos entre N10°O y N60°O e inclinaciones al oeste entre 80° y 60° y 70°E, con longitudes de 8 m a 32 m, llegando en un caso hasta 68 m, y anchos variables entre 0,02 m y 2,50 m, aunque las guías enriquecidas se encuentran entre 0,03 m y 1,20 m de potencia. Se presenta con estructura bandeada, brechosa y disseminada constituyendo bolsones discontinuos. El mineral primario consiste en galena argentífera con inclusiones de boulangerita y bournonita, blenda, pirita y escasas calcopirita y bornita en ganga de cuarzo y calcita (Santamaría, 1995). En superficie, por encima de las labores, se observa la veta oxidada con vénulas de cuarzo, limonitas, hematita y óxidos de manganeso.

Las leyes de mineral, sobre muestras tomadas en canaleta por Rubio (1988), arrojan los siguientes tenores extremos y medios aritméticos: 1,3 a 13,7% Pb (8,52%), 22 a 104 g/t Ag (45,8 g/t), 0,07 a 0,26% Zn (0,15%), 55 ppm a 0,16% Cu (0,043%), 4,8 a 18,2% Mn (9,06%) y hasta 0,10 g/t Au. Las leyes de plomo y cinc aumentarían en profundidad. Muestras logradas por el autor de este capítulo en cancha mina han dado 1 a 1,2% Pb, 10 a 208 g/t Ag, 1,03 a 1,09% Zn, 0,13 a 0,25% Cu y 0,2 a 0,3 g/t Au.

El yacimiento fue trabajado en la década de 1950, explotándose bolsones mediante 190 m de galerías, 3 piques y chimeneas.

6. 2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Azufre

Solamente dos yacencias de azufre se registran en la Hoja. En la provincia de Mendoza, en el paraje

conocido como Los Volcanes, 7 km al oeste-sudoeste del poblado de Coehue-Có, se localiza el depósito de azufre bioepigenético Los Petisos. Desde la ciudad de Malargüe se accede al mismo recorriendo 122 km por la ruta nacional 40 (pavimentada) hasta el puente sobre el río Grande conocido como La Pasarela; desde éste se siguen 20,5 km hacia el nordeste por camino de tierra, que conduce al yacimiento petrolífero Cerro Fortunoso, hasta la planta de bombeo del oleoducto; de allí se continúa por huella transitable 10 km hacia el sur.

El depósito ha sido determinado en subsuelo a partir de perforaciones de exploración petrolera realizadas por Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Entre 1991 y 1996 fue estudiado por Minera TEA SA y Recursos Americanos Argentinos SA -Yamana Resources Inc. (Falloni, 1996).

De acuerdo con esos estudios, se encuentra sobre el flanco sudoccidental del braquianticlinal de Ranquilco, cuyo eje se elonga unos 8 km en dirección nor-nordeste, con el ala oeste seccionada longitudinalmente por fallas inversas de bajo ángulo. La columna estratigráfica local comprende, de abajo hacia arriba, a la Formación Huitrín (Cretácico inferior alto), portadora de la mineralización, en la que se diferencian los Miembros Chorreado, Troncoso y La Tosca; en discordancia siguen areniscas, areniscas conglomerádicas y pelitas rojas y amarillentas del Grupo Neuquén (Cretácico superior). Culmina con basaltos cuaternarios.

El Miembro Chorreado está formado por una sección inferior de unos 10 m de potencia, compuesto por calizas gris oliva claro, dispuestas en bancos gruesos con estratificación paralela, e intercalaciones de delgados paquetes de pelitas calcáreas; sobre ella se desarrolla la sección superior de anhidrita, de 10 a 15 m de espesor, reemplazada en parte por biocalcita con azufre.

El Miembro Troncoso se integra con una sección inferior de pelitas gris verdoso y rojo oscuro, en paquetes gruesos con estratificación paralela, e intercalaciones menores de anhidrita, de 10 a 25 m de potencia, y otra superior de anhidrita blanquecina y halita subordinada, de 10 a 35 m de espesor, reemplazada por biocalcita con azufre.

El Miembro La Tosca se compone de pelitas verde grisáceas y calizas gris verdosas, de 10 a 20 m de potencia.

La mineralización se encuentra en las secciones superiores anhidríticas de los Miembros Troncoso y Chorreado que, afectadas por procesos biogénicos descritos por Ruckmick *et al.* (1979), han sido trans-

formadas en biocalcita con azufre. La biocalcita portadora se presenta con 25 a 40% de oquedades de uno a 600 mm de diámetro mayor; las que superan los 5 mm tienen forma ovoide, son paralelas a la estratificación original y suelen contener petróleo muy denso como relleno de espacios abiertos. El azufre se halla como relleno total de oquedades menores de 5 mm y tapizando las paredes de las de mayor dimensión, formando drusas junto con calcita, en cristales de 2 a 6 mm de largo; se encuentra también cristalizado en venillas y, en menor proporción, diseminado.

El depósito fue explorado mediante 5.788 m de perforaciones a diamantina y aire reverso que, a la fecha, han demostrado un área favorable de 0,6 km² elongada en dirección NNO, afectada por fallas transversales que delimitan un sector Norte y otro Sur. El nivel mineralizado superior (Miembro Troncoso) se expresa en los dos sectores con espesores promedio de 16,95 m en el Norte y 18,57 m en el Sur, con leyes medias de 22,03% S y 14,34% S, respectivamente. El nivel mineralizado inferior (Miembro Chorreado) presenta mayor desarrollo en el sector Norte, con una potencia promedio de 12,07 m y ley media de 22,02% S, y es poco manifiesto en el sector Sur donde alcanza a 11,40 m de espesor con ley de 8,68% S. El total de recursos indicados, considerando ambos niveles mineralizados, es de 4.691.777 t de azufre.

En la provincia del Neuquén, en el extremo sur de la sierra de la Cruzada, sobre la falda occidental del cerro Bayo, 18 km al nor-nordeste del caserío de Cajón del Curri Leuvú, se ubica el yacimiento de azufre exhalativo Hilda Mary. A él se accede desde la ciudad de Chos Malal recorriendo 45 km por la ruta provincial 2 (de tierra) hasta la localidad de Tricao Malal; desde ésta se continúa durante 51 km por huella minera hacia el norte.

De acuerdo con Ré (1956), Pédola y Rosetto (1962) y la Dirección General de Minería del Neuquén (1980), el depósito se emplaza en una secuencia volcánica neógena, que inclina 15° a 20° SO con variaciones locales debidas al relieve preexistente, compuesta por toba andesítica gris silicificada y en partes brechosa, tobas de grano fino blanquecinas dispuestas en bancos de poco espesor, lentes de tobas cineríticas porosas y friables y una brecha gruesa blanco amarillento muy alterada. Por encima en discordancia se dispone una colada de andesita piroxénica. Presentan alteración hidrotermal manifiesta por la decoloración de las rocas, cuarzo y cristobalita secundarios y reemplazo de minerales

originales por azufre, lo que sugiere soluciones hidrotermales ácidas.

La mineralización está contenida en el nivel de brecha blanco amarillento, a lo largo de una faja de rumbo nordeste que podría corresponder a una o varias fracturas con esa dirección, distribuido irregularmente en bolsones con límites definidos, de alta ley, o en sectores de límites difusos, de baja ley. En la parte inferior el azufre es amarillo verdoso, compacto y en ocasiones nodular; se lo observa rellenando fisuras abiertas de hasta 15 cm de espesor y en diaclasas de pocos milímetros de ancho, cristalizando en ocasiones como drusas. En la parte superior tiene color amarillo claro, cristalino, presentándose como relleno de poros y diaclasas de la roca portadora y reemplazando pseudomórficamente, de manera parcial o total, a los minerales alterados de ésta.

Las leyes varían desde 49,85% S hasta 0,20% S, habiéndose medido también tenores anómalos de oro (0,2 a 0,4 g/t). Las reservas calculadas ascienden a 19.200 t probadas, 20.160 t probables y 13.250 t posibles, con una ley media de 23% S. El yacimiento fue trabajado durante el período 1957-1963 mediante labores subterráneas en la parte inferior y a cielo abierto en la superior.

Baritina

Los depósitos y manifestaciones de baritina se circunscriben a la zona de Mechanquil, donde se conocen las minas María Isabel (La Salida), Marito, Luthema, Monteagudo y Mallín Redondo.

Se destaca entre ellas el yacimiento Luthema, localizado 8 km al oeste del poblado de Mechanquil, desde el cual se accede por camino de tierra que bordea al arroyo del Yeso. De acuerdo con Bonfils (1976) y Angelelli *et al.* (1980) consiste en un manto singenético de baritina y celestina, color amarillento a castaño por los compuestos férricos que lo tiñen, emplazado concordantemente en calizas fosilíferas jurásicas de la Formación La Manga. Aflora de manera discontinua en una corrida de 230 m de largo, con rumbo de 50° a 70° e inclinación subhorizontal a 20°SE; la potencia del banco varía de 3 a 5 m, llegando localmente a 25 metros.

El mineral se presenta fracturado y desagregable, con estructura en parte brechosa e individuos cristalinos implantados en una matriz del mismo mineral; se observan además agregados de cristales de baritina y de celestina con textura fibrosa y en ocasiones bandeada.

Los resultados analíticos señalados por los autores citados indican: $\text{SO}_4 + \text{SrSO}_4$: 84,96% a 95,50%; CaSO_4 : 4,68% a 11,12%; SiO_2 : 1,69% a 3,60%; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$: 0,80% a 1,20%; Densidad real: 3,79 a 4,02 kilogramos por decímetro cúbico.

Las reservas medidas de este yacimiento son de 33.140 toneladas. Su explotación se efectuó mediante una labor a cielo abierto de 70 m de largo en dirección nordeste, 12 a 15 m de ancho y 5 a 10 m de altura.

Sal de roca

Los depósitos evaporíticos de sal de roca consisten en capas saliníferas integrantes de la Formación Huitrín (Cretácico inferior alto), sitios entre el paraje de Zampal y la localidad de Ranquil del Norte, en la provincia de Mendoza, y al nor-noroeste del poblado de Barrancas, en la provincia del Neuquén. Son conocidas las minas La Chola, Ranquiles, Luncay, Gilda, Blanca, El Negro, Horacito, Patricia, Gustavo y Barrancas.

Entre ellas sobresale el yacimiento Luncay, situado 6,5 km al nordeste de Ranquil del Norte. Desde esta localidad se accede a él recorriendo 15 km por la ruta nacional 40 y luego unos 7 km por huella minera hacia el sur.

De acuerdo con lo expuesto por Fernández Lima (1968) y la Dirección General de Minería de Mendoza (1972), el horizonte salino aflora a lo largo de una barda de dirección nordeste; forma parte de la Formación Huitrín compuesta, de arriba hacia abajo, por sedimentitas areno-arcillosas rojas y verdes con fina estratificación, yeso predominantemente laminado y en partes sacaroide, calcáreo gris oscuro a pardo claro y sal de roca que apoya sobre areniscas de grano fino color pardo; el espesor de la serie desde el techo al piso de la sal es de 300 m, con rumbo NE e inclinación de 25° NO.

El depósito está constituido por dos bancos de sal separados por un horizonte de yeso y calcáreos. El banco principal es el inferior que se presenta con una longitud de 2.500 m, potencia media de 54 m, rumbo 25° e inclinación 30° O, acuniándose hacia el oeste y sur. La sal es compacta, de textura granular gruesa a fina, de colores blanco, pardo verdoso y rosado, mostrándose en ocasiones bandeada y con figuras de disolución.

Los resultados analíticos indican: cloruros: 52,26% a 59,02%; sulfatos: 0,38% a 0,76%; sodio: 33,75% a 38,23%; calcio: 0,20% a 0,37%; magnesio: 0,02% a 0,14%; potasio: vestigios a 0,03

%; pérdida a 230°: 0,09 % a 1,28 %; insol. en H₂O: 1,44 % a 12,06 %; cloruro de sodio (NaCl): 85,80 % a 97,06 %.

Para este yacimiento se han calculado las siguientes reservas: 14.115.172 t probadas, 6.335.707 t probables y 2.059.200 t posibles, con tenor de 97,1 % NaCl.

6. 3. COMBUSTIBLES SÓLIDOS

Asfaltita

Las manifestaciones de asfaltita son numerosas en la región, aunque sólo dos depósitos han tenido explotación económica y los restantes carecen de importancia. Se distinguen tres agrupamientos: Sierra Azul, Ranquil del Norte y Sierra de Reyes.

En la sierra Azul se encuentra el yacimiento Mercedes y las ocurrencias Los Vascos (Santa María), Osiris, Mariano, Huanquimileo, 14 de Febrero, El Nuco, El Manzano, El Salitral-Mechanquil y Arroyo Quilicó; al este de Ranquil del Norte se halla La Omatina y en la sierra de Reyes se localizan el yacimiento Isabel y las manifestaciones Cerro Piedras Azules, Agua de la Tosca, María Cristina, Río de las Escaleras, Silvia, Río Seco de los Baños, Cerro Mayal, Río Seco del Empedrado, Agua del Chivato, Don Josué, Don Paco, Agua Grande, El Ñaco y Ciénaga Grande.

De acuerdo con Borrello (1956), consisten en depósitos filonianos y mantiformes de 10 a 70 cm de potencia, alcanzando a 4,50 m en caso extremo; tienen por caja rocas del Grupo Mendoza y, en menor escala, sedimentitas de la Formación Huitrín y del Grupo Neuquén.

El yacimiento Mercedes es uno de los más antiguos de la provincia de Mendoza. Se ubica en el cerro Rahuí, al occidente de la sierra Azul. Desde Malargüe se accede recorriendo 65 km por la ruta nacional 40, pavimentada, hasta Bardas Blancas, de donde se continúa durante 14 km por la ruta provincial 224, de tierra, hasta Poti Malal; desde aquí se sigue durante unos 35 km la huella que hacia el sur bordea el río Poti Malal.

Según Rigal (1955) y Borrello (1956), en el sitio y alrededores afloran sedimentitas titoneocomianas del Grupo Mendoza, plegadas en estructura anticlinal y parcialmente afectadas por fallamiento. El depósito consiste en dos mantos principales y otros menores de asfaltita (impsonita?), intercalados de manera concordante en capas de arcilitas margosas, manifiestos en una corrida de

2.500 m de longitud; el espesor, de 0,10 a 1,50 m, cambia bruscamente en algunos sitios y llega a 4,50 m en el extremo norte; en el faldeo oriental del cerro Rahuí presenta inclinación de 30°-37°O a subvertical, aunque localmente toma posición horizontal debido a las condiciones estructurales imperantes.

Los análisis químicos han demostrado la siguiente composición de la asfaltita: humedad: 0,00% a 4,80%; material volátil: 36,40% a 41,65%; carbono fijo: 51,40%; cenizas: 3,56% a 7,70%; coque: 48,97% a 59,10%; azufre: 3,34% a 4,20%; solubilidad: 2,00% a 13,00%; poder calorífico: 7.000 a 8.100 cal/g; aspecto del coque: pulverulento a esponjoso.

Según Biondi (1942) las reservas de mineral ascenderían a 20.000 t posibles de mineral, de las cuales unas 2.000 t se podrían considerar probadas. Las labores principales se desarrollaron en el faldeo oriental y en la cumbre del cerro Rahuí, consistiendo en 3 galerías de 20, 35 y 45 m, 3 chiflones cortos y 70 trincheras cortaveta de longitud y profundidad variables, a la fecha abandonadas.

6. 4. PETRÓLEO

Los yacimientos de petróleo se localizan en el ámbito de la cuenca Neuquina, manifestándose en la mitad oriental de la Hoja. Se agrupan en cuatro campos petrolíferos: Valle del Río Grande (Loma Alta, Loma Alta Sur, Cerro Divisadero, Los Cavaos, Malal del Medio, Río Grande y Los Volcanes), Sierra Azul (Arroyo Los Menucos, El Manzano, Loma de los Espinos y Puntilla de Huincán), Sierra de Palauco (Pampa Palauco, Cajón de los Caballos, Cajón de Molina, Ranquilcó y Cerro Fortunoso) y Cañadón Amarillo [Altiplano del Payún, Loma El Divisadero, Cerro de los Nidos y Cañadón Amarillo. (Se agregan Cerro Guillermo, El Pichanal, Puesto Molina y Puesto Hernández al sur de la Hoja)].

Los trabajos de exploración fueron realizados por Yacimientos Petrolíferos Fiscales entre las décadas de 1940-1950 y se reanudaron a partir de 1974, dando lugar a la explotación de varios yacimientos por parte de la empresa estatal. A partir de 1978 los recursos fueron paulatinamente privatizados.

Los estudios efectuados señalan que la roca oleogeneradora es principalmente la Formación Vaca Muerta y en menor escala el Grupo Cuyo, constituidas por sedimentitas negras, fétidas, de ambiente marino profundo e intercalaciones de piroclastitas en la segunda entidad.

Las rocas reservorios poseen permeabilidad secundaria; de manera que los fluidos se alojan en fracturas en rocas volcánicas y piroclásticas del Grupo Choyoi y del Grupo Cuyo, calcáreas de las Formaciones La Manga, Chachao y Agrio, arenosas de las Formaciones Tordillo y Mulichinco y del Grupo Neuquén, con una porosidad promedio del 2%. A estos grupos litológicos se agregan como reservorios rocas filonianas andesíticas del Mioceno, con porosidades altamente variables. Los fluidos contenidos son una mezcla en distintas proporciones de petróleo, gas, CO₂ y agua de formación. En general, el tipo de trampa en este sector de la cuenca Neuquina es estructural.

Las reservas petrolíferas totales de los reservorios dentro de la Hoja alcanzaban a 45.379.000 m³ a fines de 1990 (Benítez, 1993). Datos de producción de petróleo y gas pueden obtenerse en la Dirección de Minería e Hidrocarburos de Mendoza (1997, com. epist.) y en Andrada (1993a, 1993b, 1993c) y Devizia (1993a, 1993b). El cuadro 2 muestra la incorporación histórica de reservas de la cuenca Neuquina en el ámbito sur mendocino en el área correspondiente a la Hoja Barrancas (Schiuma *et al.*, 2002).

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

El objetivo de este capítulo es el de describir algunos de los sectores con características excepcionales que se encuentren en el área que abarca la Hoja Barrancas.

Comarca de la sierra de Reyes

La sierra de Reyes se sitúa en el extremo sudoccidental de la provincia de Mendoza (departamento de Malargüe). Está limitada al norte por el

cerro Mayal o Silla Negra (1.950 m). Hacia el oeste y sur por el río Colorado y hacia el este se desarrolla una zona deprimida denominada pampa del Carrizo. Tiene acceso por la ruta nacional 40. A la altura del Zampal se cruza el río Grande y se llega por huellas realizadas por las compañías petroleras. El interés principal de la zona radica en la calidad de los afloramientos de las unidades mesozoicas y constituye además una de las localidades donde se han descripto las zonaciones de amonites más completas de estos ciclos sedimentarios.

Campo volcánico de la Payunia

Ubicado a unos 130 km al sudoeste de la ciudad de Malargüe, la comarca dominada por el volcán Payún Matrú (3.715 m), conocida como Payunia, tiene su acceso por las rutas 40 y 186 hacia el este, abarcando un área de 450.000 hectáreas. Además del interés turístico que tiene el área por la belleza del paisaje, constituye una de las zonas más accesibles para estudiar la evolución de los procesos volcánicos y los rasgos geomorfológicos de los mismos. Esta zona fue declarada Reserva Provincial, bajo la identificación de Área Reserva Total La Payunia, por el gobierno de la provincia de Mendoza, con el objeto de proteger su singular flora y fauna. Guanacos, choiques, zorros, pumas y águilas moras son algunas de las especies que van desapareciendo de muchos ambientes de Mendoza y que han encontrado refugio en La Payunia. Pese a la extensión e importancia del área cubierta por la reserva son escasos los datos arqueológicos referidos a ella, pudiendo citarse la zona de Jagüel Amarillo donde se encuentran algunas manifestaciones de arte rupestre con numerosas pictografías (Candia *et al.*, 1993).

BIBLIOGRAFÍA

- ANDRADA, L., 1993a. Yacimiento Pampa Palauco. En Ramos V. A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 459 - 462. Buenos Aires.
- ANDRADA, L., 1993b. Yacimientos Los Cavaos, Loma Alta, Malal del Medio, Río Grande. En Ramos V. A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 463 - 470.
- ANDRADA, L., 1993c. Yacimiento Cerro Fortunoso. En Ramos V. A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 473 - 475. Buenos Aires.
- ANDREIS, R., A. IÑÍGUEZ RODRÍGUEZ, J. LIUCH. y D. SABIO, 1974. Estudio sedimentológico de las Formaciones del Cretácico superior del área del Lago Pelegrini (Provincia del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29 (1): 85 - 104. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., I. SCHALAMUK y R. FERNÁNDEZ, 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. Anales de la Secretaría de Estado de Minería, 19: 261. Buenos Aires.
- ANGELOZZI, G., 1991. Asociaciones de nanocónidos de la Formación Agrio, Cuenca Neuquina, Argentina. Ameghiniana, 28 (3-4): 259 - 265. Buenos Aires.
- BAEZ, A., C. MARSICANO y A. CIONE, 1993. Vertebrados Mesozoicos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 341 - 348. Buenos Aires.
- BALLENT, S., 1993. Microfaunas mesozoicas. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 325 - 328. Buenos Aires.
- BENÍTEZ, J. C., 1993. Cuenca neuquina - surmendocina. En Ramos V. A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 377 - 385. Buenos Aires.
- BERMÚDEZ, A., 1987. Basaltos alcalinos terciarios de la Sierra de Palauco. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4 : 38 - 242. San Miguel de Tucumán.
- BERMÚDEZ, A., D. DELPINO, F. FREY y A. SAAL, 1993. Basaltos de retroarco extraandinos. Geología y Recursos naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 161 - 172. Buenos Aires.
- BERTELS, A. 1969. Estratigrafía del límite Cretácico - Terciario en la Patagonia septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (1): 41 -54. Buenos Aires.
- BERTELS, A., 1990. Ostrácodos no marinos del Cretácico de la República Argentina. Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico, 2: 403 - 414. Buenos Aires.
- BERTELS, A., 1993. Microfaunas fósiles cenozoicas. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 353 - 355. Buenos Aires.
- BETTINI, F., 1982. Complejos Efusivos Terciarios presentes en las Hojas 30-c y 32-b (Puntilla de Huincán y Chos Malal). Sur de Mendoza y norte de Neuquén. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 5 : 79 - 114. Buenos Aires.
- BETTINI, F. y J. VÁSQUEZ, 1979. Geología de la Sierra Azul, Río Grande y sector occidental de la Sierra de Palauco. Yacimientos Petrolíferos Fiscales SA, (Informe inédito). Buenos Aires.
- BIONDI, J. L., 1942. Informe preliminar de la zona de Mina Mercedes, Provincia de Mendoza. Empresas Nacionales de Energía, Combustibles Sólidos. (Informe inédito). Buenos Aires.
- BODENBENDER, G., 1892. Sobre el terreno Jurásico y Cretáceo en los Andes argentinos entre el río Diamante y el río Limay. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 13 : 5 - 44. Buenos Aires.
- BOEHM, E. K., 1938. Informe del Plano geológico topográfico escala 1:25.000 de la zona río Atuel - Salado. Yacimientos Petrolíferos Fiscales SA. (Informe inédito). Buenos Aires.
- BONFILS, V., 1976. Estudio geológico - económico de los yacimientos de baritina y celestina "Luthema" y "Monteagudo". Departamento de Malargüe, Provincia de Mendoza. (Informe inédito). Mendoza.
- BORRELLO, A. V., 1956. Recursos minerales de la República Argentina. 3. Combustibles sólidos minerales. Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales y Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", 5: 665. Buenos Aires.

- BRODTKORB, M. K., 1967. Estudio de la mineralización metalífera de la mina San Romeleo. Dirección de Fabricaciones Militares (Plan Cordillerano). 1 p. (Informe inédito). Mendoza.
- BROUSSE, R. y A. PESCE, 1982. Cerro Domo: un volcán cuaternario con posibilidades geotérmicas. Provincia de Neuquén. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 4 : 197 - 208. Buenos Aires.
- BURCKHARDT, C., 1903. Beiträge zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation der Cordillere. Palaeontographica, 50: 1 - 114. Stuttgart.
- CAMINOS, R., 1972. Cordillera Frontal. . En: A. F. Leanza (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias : 305 - 343. Córdoba.
- CAMINOS, R., U. CORDANI y E. LINARES, 1979. Geología y geocronología de las rocas de metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (F): 43 - 61. Santiago de Chile.
- CAMINOS, R., C. CINGOLANI, F. HERVÉ and E. LINARES, 1982. Geochronology of the pre-andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitudes 30° and 36° S. Earth Science Review, 18: 333 - 352. Amsterdam.
- CANDIA, R., S. PUIG, A. ALMASSO, F. VIDELA y E. MARTÍNEZ CARRETERO, 1993. Diseño del Plan de manejo para la Reserva Provincial La Payunia (Malargüe, Mendoza). Multequina, contribuciones de la Dirección de Recursos Naturales Renovables, 2: 5 - 87. Mendoza.
- CASADÍO, S. y H. A. LEANZA, 1992. *Eubaculites argentinicus* (Weaver) (Cephalopoda-Ammonoidea) del Maastrichtiano del oeste central de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46 (1-2): 26 -35. Buenos Aires.
- CAZAU, L. y M. A. ULIANA, 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino (Carlos Paz, 1972), Actas 3: 131 - 163. Buenos Aires.
- CONDAT, P., C. CRUZ, E. KOZLOWSKI y R. MANCEDA, 1990. Ambiente depositacional de las sedimentitas del Grupo Neuquén inferior en el suroeste de Mendoza. 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2 : 65 - 69. San Juan.
- CRIADO ROQUE, P., 1948. Reconocimiento de la zona del Borde Alto del Payún, Sierra de Cara Cura, Mendoza sur. Yacimientos Petrolíferos Fiscales SA, 28 págs. (Informe inédito). Buenos Aires.
- CRIADO ROQUE, P., 1950. Consideraciones sobre el Terciario del sur de la provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 5 (4) : 233 - 255. Buenos Aires
- CRUZ, C. E., P. CONDAT, E. KOZLOWSKI y R. MANCEDA, 1989. Análisis estratigráfico secuencial del Grupo Neuquén (Cretácico superior) en el valle del río Grande, Provincia de Mendoza. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas 2 : 689 - 714. Buenos Aires.
- DELPINO, D., A. GIUSANO y M. A. DEZA, 1995. Mapa geológico del Departamento Zapala (escala 1:200.000). Dirección Provincial de Minería. Zapala.
- DELLAPÉ, D. A., G. A. PANDO, M. A. ULIANA y E. MUSACCHIO, 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (provincia de Neuquén, Argentina) algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 489 - 507. Buenos Aires.
- DESSANTI, R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27-c, Cerro Diamante, provincia de Mendoza. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 85, 79 págs. Buenos Aires.
- DESSANTI, R., 1959a. Rasgos geológicos de las regiones naturales de la Provincia de Mendoza. Boletín de Informaciones Petroleras. nueva serie, 9 (3) : 769 - 782. Buenos Aires.
- DESSANTI, R., 1959b. Geología del Cerro Alquitrán y alrededores, Departamento de San Rafael (Provincia de Mendoza). Museo de La Plata, Notas 19, Geología, 71 : 301 - 325. La Plata.
- DESSANTI, R., 1973. Descripción geológica Hoja 29-b, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139, 70 págs. Buenos Aires.
- DEVIZIA, C. A., 1993a. Yacimientos El Manzano y Puntilla de Huincán. En Ramos V. A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza) : 471 - 472. Buenos Aires.
- DEVIZIA, C. A., 1993b. Yacimiento Cañadón Amarillo. En: Ramos V. A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 477 - 478. Buenos Aires.
- DIGREGORIO, R. y M. A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. En: J. C. M. Turner (Ed): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2 : 985 - 1032. Córdoba.
- DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA DE MENDOZA, 1972. Estudio general de materias primas de la Provincia de Mendoza para la instalación de una planta de carbonato de sodio. Dirección General de Minería de Mendoza. (Informe inédito). Mendoza.

- DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA DEL NEUQUÉN, 1980. Prospección y exploración de azufre. Dirección General de Minería del Neuquén, 14 págs. (Informe inédito). Zapala.
- FALLONI, E., 1996. Proyecto Los Petisos, azufre biogénico, Provincia de Mendoza, República Argentina. Recursos Americanos Argentinos SA - Yamana Resources Inc., 19 págs. (Informe inédito). Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ LIMA, J. C., 1968. Informe sobre los yacimientos de sal de roca "Ranquiles" y "Luncay", departamento de Malargüe, provincia de Mendoza. Instituto Nacional de Geología y Minería. (Informe inédito). Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. División Geología, Yacimientos Pterolíferos Fiscales, 3 tomos. Buenos Aires.
- FLINT, R. and F. FIDALGO, 1969. Glacial geology of the east flank of the Argentine Andes, between 39° 10' and latitude 41° 20' S. Geological Society America, Bulletin, 75 : 335 - 352. Boulder.
- GASPARINI, Z. y R. GOÑI, 1990. Los ictiosaurios Jurásico - Cretácicos de la Argentina. En: W. Volkheimer (Ed.): Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2 : 299 - 312. Buenos Aires.
- GERTH, E., 1925. Contribuciones a la estratigrafía y paleontología de los Andes Argentinos, Estratigrafía y distribución de los sedimentos Mesozoicos de los Andes Argentinos. Academia Nacional de Ciencias, Actas 9 : 11 - 55. Córdoba.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1972a. Descripción geológica de la Hoja 30d, Payún Matru, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 130, 90 págs. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1972b. Descripción geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida, provincias de Mendoza y La Pampa. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 135, 79 págs. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1978. Estratigrafía del Cuaternario. Relatorio 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén) : 85 - 97. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 31d, La Matancilla, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 173, 96 págs. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. y L. FAUQUE, 1993. Geomorfología. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), 217 - 234. Buenos Aires.
- GORROÑO, R. R. PASCUAL y R. POMBO, 1979. Hallazgo de mamíferos en el sur de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los "Rodados Lustrosos" y del primer episodio orogénico del Terciario. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:475-487. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 18, Serie B (Geología) : 1 - 29. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación n° 58, 109 págs. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1933. Descripción geológica de la Hoja 31c - Confluencia de los ríos Grande y Barrancas, provincia de Mendoza. Dirección de Minas y Geología, Boletín 38, 72 págs. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1937. Descripción de la Hoja 30c - Puntilla del Huincán, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Minería y Geología. (Informe inédito). Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 2 (2) : 141 - 176. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1, 174 págs. (1980). Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hojas Domuyo, Marí Mahuida, Huarhaur - Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 2 (3) : 347 - 408. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1951. La alta cordillera entre las latitudes de 34° y 29° 30'. Instituto Investigaciones de las Ciencias Naturales. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas I (5) : 1 - 352. Buenos Aires.
- GROEBER, P. 1958. Acerca de la edad del Sañicolitense. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11 (4): 281-292. Buenos Aires
- GROEBER, P., P. N. STIPANICIC y A. MINGRAMM, 1953. Jurásico. Geografía de la República Argentina. Sociedad argentina Estratigrafía y geografía GAEA, 2 (I) : 143 - 347. Buenos Aires.
- GULISANO, C., 1981. Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis). Actas 3 : 579 - 592. Buenos Aires.
- GULISANO, C., 1988. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la provincia del Neuquén, cuenca Neuquina. Tesis doctoral Universidad Nacional de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas. (Informe inédito), 119 págs. Buenos Aires.

- GULISANO, C. y S. E. DAMBORENEA, 1993. Formación Auquinco. En: Riccardi, A. C. y S. E. Damborenea (Eds.): *Léxico estratigráfico de la Argentina*. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21 : 56-58. Buenos Aires.
- GULISANO, C., A. GUTIÉRREZ PLEIMLING y R. DIGREGORIO, 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 1 : 237 - 259. Buenos Aires.
- GULISANO, C. and A. GUTIÉRREZ PLEIMLING, 1995. The Jurassic of the Neuquen Basin. b) Mendoza Province field guide. Publicación de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, 159. Buenos Aires.
- HERRERO DUCLOUX, A., 1947. Los depósitos terrestres del Cretácico medio y superior del Neuquén y sur de Mendoza, Boletín de Informaciones Petroleras, 24 (271): 171 - 178. Buenos Aires.
- HOLMBERG, E., 1962. Descripción geológica de la Hoja 32-d, Sierra de Chachahuén, provincias de Neuquén y Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 91. Buenos Aires.
- KOZLOWSKI, E., C. CRUZ y G. REBAY, 1985. Informe geológico Palauco Oriental. Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Informe inédito). Buenos Aires.
- KOZLOWSKI, E., C. CRUZ y G. REBAY, 1987a. El terciario volcánico de la zona Puntilla del Huincán. Mendoza. 10° Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas 4 : 229 - 232. Tucumán.
- KOZLOWSKI, E., C. CRUZ y G. REBAY, 1987 b. Informe geológico Zona Puntilla del Huincán. Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 45 págs. (Informe inédito). Buenos Aires.
- KOZLOWSKI, E., C. CRUZ, P. CONDAT y R. MANCEDA, 1989. Informe geológico Malargüe Occidental. Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 47 págs. (Informe inédito) Buenos Aires.
- KOZLOWSKI, E., R. MANCEDA y V. A. RAMOS, 1993. Estructura. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 235 - 256. Buenos Aires.
- LEANZA, A. F., 1945. Ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la Provincia de Mendoza. Museo de La Plata, Anales (Nueva Serie), Paleontología, sección A, Paleozoología 6, Molusca, 1 : 1 - 99. La Plata.
- LEANZA, A. F., 1973. Los hallazgos paleontológicos del Stelzner en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 50 (1 - 4) : 37 - 43. Córdoba
- LEANZA, H. A., 1981a. The Jurassic / Cretaceous boundary beds in West Central Argentina and their ammonite zones. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 161 (1) : 62 - 92. Stuttgart.
- LEANZA, H. A., 1981b. Faunas de ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. En: W. Volkheimer y E. Musacchio (Eds.): *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 2 : 559 - 597. Buenos Aires.
- LEANZA, H. A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4) : 272-299. Buenos Aires.
- LEANZA, H. A., 1994. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (1) : 71-84. Buenos Aires.
- LEANZA, H. A., 1999. The Jurassic and Cretaceous terrestrial beds from Southern Neuquen Basin, Argentina. *Field Guide*. Instituto Superior de Correlación Geológica. INSUGEO. Serie Miscelánea 4 : 1-30. San Miguel de Tucumán.
- LEANZA, H. A., 2003. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neuquina, Argentina. SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas, Geología 2 : 1-31. Buenos Aires.
- LEANZA, H. A. y C. A. HUGO, 1978. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 50° l.s., Cuenca Neuquina - Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (4) : 248 - 264. Buenos Aires.
- LEANZA, H. A. y C. A. HUGO, 1997. Hoja geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1 : 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Boletín 218, 135 págs. Buenos Aires.
- LEANZA, H. A., C. A. HUGO y D. REPOL, 2001. Hoja geológica 3969 - I, Zapala (escala 1 : 250.000), provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1 : 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín 275 : 1-128. Buenos Aires.
- LEANZA, H. A., H. G. MARCHESE y J. C. RIGGI, 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina - Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (3) : 190 - 208. Buenos Aires.

- LEGARRETA, L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 197 págs. (Informe inédito). Buenos Aires.
- LEGARRETA, L. y A. BOLL, 1982. Formación Huitrín Análisis Estratigráfico. Provincia de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 78 págs. (Informe inédito). Buenos Aires.
- LEGARRETA, L. y C. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). Cuencas sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Correlación Geológica Serie, 6. : 221 - 243. San Miguel de Tucumán.
- LEGARRETA, L. y E. KOZLOWSKI, 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, provincia Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 2 : 521 - 543. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L. y E. KOZLOWSKI, 1984. Secciones condensadas del Jurásico Cretácico de los Andes del sur de Mendoza. Estratigrafía y significado tectosedimentario. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 1 : 286 - 297. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L. and M. A. ULIANA, 1991. Jurassic - Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, Central Argentine Andes. International Association of Sedimentology Special Publications, 2 : 429 - 450. London.
- LEGARRETA, L., E. KOZLOWSKI y A. BOLL, 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la cuenca Neuquina. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3 : 389 - 409. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L., D. KOKOGIÁN, D. BOGGETTI, E. KOZLOWSKI, C. CRUZ y G. REBAY, 1985. Sierra de Palauco - Estratigrafía y estructura. Provincia de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 103 págs. (Informe inédito). Buenos Aires.
- LEGARRETA, L., D. KOKOGIÁN y D. BOGGETTI, 1988a. Estudio del intervalo Caloviano superior - Oxfordiano medio en la zona de Bardas Blancas (Formación La Manga). Provincia de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 103 págs. (Informe inédito). Buenos Aires.
- LEGARRETA, L., D. KOKOGIÁN y D. BOGGETTI, 1988b. Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe (Cretácico superior - Terciario inferior) en la cuenca Neuquina. Provincia de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 24 págs. (Informe inédito). Buenos Aires.
- LEGARRETA, L., C. GULISANO y M. A. ULIANA, 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico - Cretácicas. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 84 - 113. Buenos Aires.
- LINARES, E. y R. GONZÁLEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina. Asociación Geológica Argentina. Serie B (Didáctica y Complementaria) 19, 628 págs. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E. J., 1966. Geología y Petrografía del volcán Payún Matrú. Acta Geológica Lilloana. Universidad Nacional Tucumán, Instituto Miguel Lillo, 8 : 265 - 310. Tucumán
- LLAMBIAS, E. J. 1986. Intrusivos Pérmicos del sur de la cordillera del Viento. Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51 (1 - 2) : 22 - 36. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E. J. y L. MALVICINI, 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Collipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 : 257-276. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E. J y C. W. RAPELA, 1987. Las volcanitas de Colipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén - Mendoza y Patagonia. Simposio Internacional sobre Vulcanismo Andino. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4 : 249 - 251. San Miguel de Tucumán.
- LLAMBÍAS, E. J. y C. W. RAPELA, 1989. Las volcanitas Collipilli, Neuquén (37º) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (1 - 4) : 224 - 236. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E. J., M. PALACIOS, J. DANDERFER y N. BROGIONI, 1978. Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2 : 569 - 584. Buenos Aires.
- MANCEDA, R. y D. FIGUEROA, 1993. La inversión del *rift* mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, provincia de Mendoza. Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época, Año 10, 36 : 47 - 61. Buenos Aires.
- MASIUK, V. y F. VIÑA, 1986. Estratigrafía de la Formación Agrio de la cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, Año 3, 6 : 2 - 38. Buenos Aires.
- MEDINA, F. y E. OLIVERO, 1993. Invertebrados fósiles Cenozoicos. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 353 - 356. Buenos Aires.

- MÉNDEZ, V., J. C. M. ZANETTINI y E. ZAPPETTINI, 1995. Geología y metalogénesis del orógeno andino central. Secretaría de Minería de la Nación, Anales 23, 190 págs. Buenos Aires.
- MOMBRÚ, C., M. A. ULIANA y F. BERCOWSKI, 1979. Estratigrafía y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico inferior surmendocino. 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1 : 685 - 700. Buenos Aires.
- NAVARRO, H., 1967. Informe sobre la mina "San Romeleo, departamento Malargüe, provincia de Mendoza, República Argentina, Dirección General de Fabricaciones Militares (Plan Cordillerano), 17 págs. (Informe inédito). Mendoza.
- PADULA, E., 1948. Descripción geológica de la parte mendocina de la Hoja 32d, Sierra de Chachahuén. Escala 1:100.000. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. (Informe inédito). Buenos Aires.
- PÉNDOLA, H. J. y H. L. ROSSETTO, 1962. Estudio preliminar del yacimiento de azufre "Hilda Mary", provincia del Neuquén. 1^{as} Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3 : 281 - 293. Buenos Aires.
- PESCE, A. 1987. Evaluación geotérmica del "Area Cerro Domuyo", provincia de Neuquén, República Argentina. Revista Brasileira de Geofísica, 5 : 283 - 299.
- PESCE, A. y R. BROUSSE, 1984. Características de la asociación magmática shoshonítica: su evolución a términos ácidos. Provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2 : 600 - 613. Buenos Aires.
- PLAN CORDILLERANO CENTRO, 1969. Informe sobre las investigaciones geológicas -mineras realizadas en la provincia de Mendoza y resultados obtenidos. Dirección General de Fabricaciones Militares, 80 págs. (Informe inédito). Mendoza.
- POLANSKI, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza, Ministerio Economía, Instituto investigaciones económicas y tecnológicas. Cuadernos de investigaciones y estudios, 4 : 4 - 10. Mendoza.
- POLANSKI, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25c, Volcán San José, provincia de Mendoza. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 98, 94 págs. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1993a. Interpretación Tectónica. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), 257- 268. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1993b. El magmatismo Triásico - Jurásico de intraplaca. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), 79 - 88. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1996a. Evolución tectónica de la alta de San Juan y Mendoza. Geología de la región del Aconcagua. Provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, 24 : 447 - 460. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1996b. Marco geológico. Geología de la región del Aconcagua. Provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24 : 17 - 26. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A. y F. E. NULLO, 1993. El volcanismo de arco Mesozoico. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 149 - 160. Buenos Aires.
- RE, N. O., 1956. Yacimiento de azufre Hilda Mary. Banco Industrial de la República Argentina (Informe inédito). Buenos Aires.
- RICCARDI, A. C., 1993. Formación Los Molles. En: Riccardi, A. C. y S. E. Damborenea (Eds.): Léxico estratigráfico de la Argentina. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21 : 239-243. Buenos Aires.
- RICCARDI, A. C. y C. GULISANO, 1990. Unidades limitadas por discordancias. Su aplicación al Jurásico andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (3 - 4) : 346 - 364. Buenos Aires.
- RICCARDI, A. C., S. E. DAMBORENEA y M. O. MANCENIDO, 1993. Invertebrados Mesozoicos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza): 329 - 339. Buenos Aires.
- RIGAL, R., 1955. Mina de Asfaltita "Mercedes", Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Minería, 21 págs. (Informe inédito). Buenos Aires.
- ROLLERI, E. y P. CRIADO ROQUE, 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 6º Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza 1969), Actas 2 : 1 - 60. Buenos Aires.
- RONCHI, D., 1989. Informe micropaleontológico de pozos del Yacimiento Pampa Palauco, Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Laboratorio Geológico Florencio Varela. (Informe inédito). Buenos Aires.
- ROSSI, G. y VEIGA R., 1990. Evaluación estratigráfica, estructural y posibilidades petroleras de la Sierra de Reyes, provincia de Mendoza, Cuenca Neuquina. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (Informe inédito). Buenos Aires.

- ROTH, S., 1899. Apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios de Río Negro y Neuquén. *Revista del Museo de La Plata*, 9 : 143 - 197. La Plata.
- RUBIO, H. A., 1988. Estudio geológico minero mina Juan Carlos, departamento Malargüe, provincia de Mendoza. Dirección General de Minería de Mendoza, 7 págs. (Informe inédito). Mendoza.
- RUCKMICK, J. C., B. H. WIMBERLY and A. F. EDWARDS, 1979. Classification and genesis of biogenic sulphur deposits. *Economic Geology*, 74 : 4469 - 474.
- SANGUINETTI, A. y V. A. RAMOS, 1993. El volcanismo de arco Mesozoico. *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza)*: 115 - 122. Buenos Aires.
- SANTAMARÍA, G. R., 1995. Descripciones petrográficas y calcográficas zona sur Mendoza. Secretaría de Minería (Delegación Mendoza), 8 págs. (Informe inédito), Mendoza.
- SANTAMARÍA, G. R., 1997. Determinaciones petrográficas de la Hoja 3769-I, Barrancas, provincias de Mendoza y Neuquén. Secretaría de Minería. Delegación Mendoza, 5 págs., (Informe inédito). Mendoza.
- SCHILLER, W., 1912. La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 7 (5) : 1 - 68. Buenos Aires.
- SCHIUMA, M., L. A. SPALLETTI y N. VALENZIANO, 1994. Grupo Neuquén en el Yacimiento Cerro Fortunoso (Sur de Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época, Año 10*, 37 : 41 - 49. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires.
- SCHIUMA, M., G. VERGANI y G. HINTERWIMMER G., 2002. (Editores). Rocas reservorios de las cuencas productivas argentinas. 5° Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata.
- STIPANICIC, P. N., 1952. Sobre la presencia del Oxfordiense superior en el arroyo La Manga, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6 (4) (1951) : 213 - 239. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., 1965. El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el oxfordiense y el diastrofismo divesiano (Agasiz - Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 20(4) : 403 - 475. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., F. RODRIGO, O. BAULÍES y C. MARTÍNEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2) : 67 - 98. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., G. E. G. WESTERMANN and A. C. RICCARDI, 1976. The Indopacific ammonite *Mayaites* in the Oxfordian of Southern Andes. *Ameghiniana*, 12 (4) (1975) : 281 - 305. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N. y M. O. MANCENÍDO, 2002. Formación Remoredo. En: Stipanicic, P. N. y C. Marsicano (Eds.): *Léxico estratigráfico de la Argentina, Volumen VIII. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) n° 26* : 238-239.
- TABACCHI, M. H. y C. O. ELIZALDE, 1961. Informe preliminar de la manifestación ferrífera del cajón del Yeso, departamento Malargüe, provincia de Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares, 13 págs. (Informe inédito). Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., 1978. Estratigrafía del Terciario. *Relatorio 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*: 67 - 83. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A. y D. A. DELLAPÉ, 1981. Estratigrafía y distribución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiano - Eoterciaria del engolfamiento neuquino. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), *Actas 3* : 659 - 671. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., D. A. DELLAPÉ y G. PANDO, 1975a. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas. 2° Congreso Iberoamericano de geología económica, *Actas 1* : 151 - 176. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., D. A. DELLAPÉ y G. PANDO, 1975b. Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, *Actas 1* : 177 - 196. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., K. BIDDLE y J. CERDÁN, 1989. Mesozoic extension and formation of Argentine sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46* : 599 - 614. Tulsa.
- VEIGA, R. y G. ROSSI, 1992. Análisis sedimentológico del Miembro Troncoso inferior (Fm. Huitrín) en el ámbito de la Sierra de Reyes. Departamento de Malargüe. Mendoza. 4° Reunión Argentina de Sedimentología, *Actas 1* : 71 - 78. Buenos Aires.
- VEIGA, R. y G. VERGANI, 1993. Depósitos de nivel bajo: nuevo enfoque sedimentológico del Miembro Avilé en el norte de Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época, Año 10*, 36 : 72 - 84. Buenos Aires.
- VERGANI G. D., A. J. TANKARD, H. J. BELOTTI and H. J. WELLSINK, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquen basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir. 62* : 383-402. Tulsa.
- VIVIERS, C., 1977. Estudio micropaleontológico de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio de la cuenca Neuquina - surmendocina. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Laboratorio Florencio Varela. (Informe inédito). Buenos Aires.

- VOLKHEIMER, W., 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacaicó y adyacencias (Cuenca Neuquina, República Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacaicó (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano – Aaleniano), Cura Niyeu (Bayociano) y Lajas (Caloviano inferior). *Ameghiniana*, 10 (2): 105 – 131. Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W., 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151 : 1 - 80, Buenos Aires.
- WEAVER, Ch. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentine. University of Washington, Memoir, 1, 469 págs. Seattle.
- WELLHOEFER, B., 1935. Informe geológico de los alrededores del Cerro Alquitrán. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. (Informe inédito). Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1927. Sobre las facies lacustres senonianas de los Estratos con Dinosaurios y su fauna. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 30 : 383 - 405. Córdoba.
- WILCKENS, O., 1906. Die Meeresablagerungen der Kreide und Tertiärformation in Patagonien. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie.*, 21 : 98-105. Stuttgart.
- WINDHAUSEN, A., 1918. The problem of the Cretaceous - Tertiary boundary in South America and the stratigraphic position of the San Jorge Formation of Patagonia. *American Journal of Science*, 44 : 37. New Haven.
- YRIGOYEN, M., 1972. Cordillera Principal. En: A. F. Leanza (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1 : 345 - 364. Córdoba.
- YRIGOYEN, M., 1993. Depósitos sinorogénicos terciarios. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 123 - 148. Buenos Aires.
- ZANETTINI, J. C. M., 1979. Geología de la comarca de Campana Mahuida. (provincia del Neuquén). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 34 (1) : 61-68. Buenos Aires.
- ZANETTINI, J. C. M., 2001. Hoja geológica 3772-II, Las Ovejas, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Naturales, SEGEMAR, Boletín 263 : 1-61. Buenos Aires.

Entregado: junio de 1999

Actualizado: agosto de 2004

Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento al Dr. Héctor A. Leanza, coordinador de la Hoja, quien ha supervisado en forma continua la elaboración de este trabajo; al Dr. Carlos Gulisano, quien tuvo a cargo la lectura crítica del texto, y el intercambio de ideas, conceptos y aportes en el capítulo Estructura realizada por el geólogo Daniel Boggetti. Las observaciones de los citados colegas contribuyeron en una sustancial mejora del texto original.