

# Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

**1:250.000**

## Hoja Geológica 3569-III/3572-IV **Malargüe**



El Jurásico en la clásica localidad de Bardas Blancas sobre el río Grande.

### Provincia de Mendoza

Francisco E. Nullo, George Stephens, Ana Combina, Luis Dimieri,  
Paul Baldauf y Pablo Bouza

*Recursos Minerales:* Juan C. M. Zanettini

*Supervisión:* Héctor 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 3569-III / 3572-IV

**Malargüe**  
Provincia de Mendoza

Francisco E. Nullo <sup>1</sup>, George Stephens <sup>2</sup>, Ana Combina <sup>3</sup>, Luis Dimieri <sup>4</sup>, Paul Baldauf <sup>5</sup> y Pablo Bouza <sup>6</sup>

Recursos Minerales: Juan C. M. Zanettini

Supervisión: Héctor A. Leanza

<sup>1</sup> Universidad de Buenos Aires – CONICET

<sup>2</sup> The George Washington University - Washington DC - USA

<sup>3</sup> Universidad Nacional de San Luis . CONICET

<sup>4</sup> Universidad Nacional del Sur - CONICET

<sup>5</sup> The Union Institute - North Miami Beach - USA

<sup>6</sup> Centro Nacional Patagónico - Puerto Madryn - CONICET

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

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

**Boletín N° 346**  
Buenos Aires 2005

## **SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO**

---

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

### **INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

---

Director: Lic. Roberto F. 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](http://www.segemar.gov.ar) / [info@segemar.gov.ar](mailto:info@segemar.gov.ar)

#### **Referencia bibliográfica**

NULLO, F. E., G. STEPHENS, A. COMBINA, L. DIMIERI, P. BALDAUF,  
P. BOUZA y J. C. M. ZANETTINI, 2005. Hoja Geológica 3569-III / 3572-  
IV, Malargüe, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino.  
Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 346, 85 p. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

## CONTENIDO

<b>RESUMEN</b>	.....	1
<b>ABSTRACT</b>	.....	3
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	.....	5
Ubicación de la Hoja y área que abarca	.....	5
Naturaleza del trabajo	.....	6
Investigaciones anteriores	.....	6
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b>	.....	6
Relaciones generales	.....	6
2.1. Paleozoico superior	.....	7
Formación Arroyo Mendino	.....	7
2.2. Paleozoico - Mesozoico	.....	8
2.2.1. Pérmico superior - Triásico medio	.....	8
Grupo Choiyoi	.....	8
2.3. Mesozoico	.....	15
2.3.1. Triásico superior	.....	15
Grupo Tronquimalal	.....	15
Granito y pórfido del Chihuido	.....	16
Formación Remoredo	.....	16
2.3.2. Jurásico	.....	17
2.3.2.1. Sinemuriano - Toarciano	.....	17
Formación Puesto Araya	.....	17
2.3.2.2. Aaleniano - Calloviano inferior	.....	18
Formación Tres Esquinas	.....	18
2.3.2.3. Bathoniano - Calloviano inferior	.....	19
Formación Lajas	.....	19
Formación Calabozo	.....	20
2.3.2.4. Calloviano medio - superior	.....	21
Formación Tábanos	.....	21
2.3.2.5. Oxfordiano	.....	21
Formación La Manga	.....	21
2.3.2.6. Oxfordiano superior - Kimmeridgiano	.....	23
Formación Auquilco	.....	23
2.3.3. Jurásico superior - Cretácico inferior	.....	24
Ándico	.....	24
2.3.3.1. Kimmeridgiano	.....	25
Formación Tordillo	.....	25

2.3.3.2.	Tithoniano inferior tardío - Barremiano .....	26
	Grupo Mendoza .....	26
	Formación Vaca Muerta .....	26
	Formación Chachao .....	27
	Formación Agrio .....	27
2.3.3.3.	Aptiano - Albiano .....	28
	Formación Huitrín .....	28
2.3.4.	Creácico superior .....	30
2.3.4.1.	Cenomaniano - Campaniano inferior .....	30
	Formación Diamante .....	30
2.3.4.2.	Campaniano superior - Maastrichtiano .....	31
	Grupo Malargüe.....	31
	Formación Loncoche .....	31
	Formación Roca .....	32
2.4.	Mesozoico - Cenozoico .....	32
2.4.1.	Cretácico superior - Paleógeno .....	32
2.4.1.1.	Maastrichtiano - Paleoceno .....	32
	Formaciones Pircala y Coihueco .....	32
	Formación Pircala .....	33
	Formación Coihueco .....	36
2.5.	Cenozoico .....	38
2.5.1.	Neógeno .....	38
2.5.1.1.	Mioceno inferior a superior .....	38
	Ciclo Eruptivo Huincán .....	38
2.5.1.2.	Mioceno inferior - medio .....	40
	Formación Agua de la Piedra .....	40
	"Rodados lustrosos" .....	46
2.5.1.3.	Mioceno superior .....	47
	Formación Coyocho inferior .....	47
2.5.1.4.	Mioceno superior tardío .....	47
	Formación Pincheira .....	47
2.5.1.5.	Plioceno inferior .....	48
	Depósitos del Primer Nivel de Agradación .....	48
2.5.2.	Neógeno - Cuaternario .....	49
2.5.2.1.	Plioceno superior - Pleistoceno inferior .....	49
	Formación Coyocho superior .....	49
	Formación Chapúa .....	49
2.5.3.	Cuaternario .....	50
2.5.3.1.	Pleistoceno inferior .....	50

	Depósitos del Segundo Nivel de agradación .....	50
2.5.3.2.	Pleistoceno medio a superior .....	50
	Formación El Puente .....	50
2.5.3.3.	Pleistoceno superior .....	50
	Formación Loma Seca .....	50
	Depósitos de la llanura pedemontana .....	52
2.5.3.4.	Holoceno .....	52
	Basalto Cerro Campanario .....	52
	Basalto Peteroa .....	53
	Depósitos morénicos .....	53
	Formación Tromen .....	53
	Depósito eólicos .....	54
	Depósitos aluviales .....	54
<b>3.</b>	<b>ESTRUCTURA</b> .....	<b>54</b>
	Faja plegada y corrida de Malargüe .....	54
	Río Salado .....	55
	Río Malargüe .....	55
	Paso Pehuenche - Bardas Blancas .....	56
	Depresión de los Huarpes .....	56
<b>4.</b>	<b>GEOMORFOLOGÍA</b> .....	<b>57</b>
4.1.	Relieve de la región occidental .....	57
	Relieve de las sedimentitas mesozoicas .....	57
	Relieve volcánico antiguo .....	57
	Relieve de las piroclastitas .....	57
	Relieve basáltico sobreelevado .....	58
4.2.	Relieve de la región oriental .....	58
	Relieve volcánico .....	58
	Planicie aluvial pedemontana I .....	58
	Planicie aluvial pedemontana II .....	58
	Salinas y bañados .....	58
4.3.	Relieve glaciario .....	59
<b>5.</b>	<b>HISTORIA GEOLÓGICA</b> .....	<b>59</b>
	Paleozoico .....	59
	Mesozoico .....	59
	Paleógeno y Neógeno .....	60
	Cuaternario .....	61
<b>6.</b>	<b>RECURSOS MINERALES</b> .....	<b>61</b>

6.1.	Depósitos de minerales metalíferos .....	61
	Cobre .....	61
	Hierro .....	63
	Níquel .....	63
	Plomo .....	64
	Uranio - Cobre .....	64
6.2.	Depósitos de minerales industriales .....	65
	Azufre .....	65
	Baritina .....	65
	Caliza .....	71
	Volcanitas .....	72
	Yeso .....	72
6.3.	Combustibles sólidos .....	73
	Asfaltita .....	73
6.4.	Petróleo y gas .....	73
<b>7.</b>	<b>SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO .....</b>	<b>74</b>
	Perfil del río Salado .....	74
	Perfil del río Malargüe .....	74
	Bardas Blancas .....	74
	Caverna de Las Brujas .....	75
	Comarca del valle de Las Leñas .....	75
	Volcán Peteroa .....	75
	Valle Hermoso .....	75
	Comarca de la laguna de Llanquanello .....	75
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	.....	<b>84</b>

## RESUMEN

La unidad más antigua en la Hoja 3569-III / 3572-IV, MALARGÜE es la Formación Arroyo Mendino, considerada del Paleozoico superior e integrada por esquistos y pelitas dinamometamorfizadas de muy escasa representación. Le sigue un importante evento volcánico que tuvo lugar durante el Pérmico superior -Triásico medio, desde el norte de San Juan hasta el sur de Neuquén conocido como Grupo Choiyoi, caracterizado por volcanitas principalmente ácidas y mesosilíceas. Durante el Triásico superior tuvo lugar la depositación del Grupo Tronquimalal (conglomerados y areniscas), la intrusión del Granito y pórfiro del Chihuido, y la sedimentación de la Formación Remoredo (areniscas, tufitas).

Con la Formación Puesto Araya (areniscas y conglomerados) se manifiesta la unidad marina más antigua reconocida en la comarca, cuya edad se adjudica al Sinemuriano – Toarciano. Le siguen areniscas y pelitas de la Formación Tres Esquinas que se acumularon durante el Aaleniano al Calloviano inferior. En el sur del área aflora la Formación Lajas (areniscas calcáreas y conglomerados) que caracteriza los depósitos marinos poco profundos, asignados al Bathoniano - Calloviano inferior. En el área de Bardas Blancas, en discordancia sobre la Formación Tres Esquinas, se ha reconocido la Formación Calabozo (rocas carbonáticas) de la misma edad que la Formación Lajas, seguida por los depósitos de yeso de la Formación Tábanos, asignados al Calloviano medio - superior. Luego de esta fuerte desecación de la cuenca, se depositan en el Oxfordiano las calizas marinas de la Formación La Manga, en tanto que en el Oxfordiano superior – Kimmeridgiano, se acumularon nuevamente depósitos de yeso asignados a la Formación Auquilco. El retiro del mar de la cuenca permitió la depositación durante el Kimmeridgiano de las areniscas continentales de la Formación Tordillo. Entre el Tithoniano inferior tardío hasta el Barremiano, la cuenca es invadida nuevamente por el mar, acumulándose sedimentitas marinas del Grupo Mendoza, con pelitas bituminosas en la base (Formación Vaca Muerta), calizas arrecifales en la parte media (Formación Chachao) y niveles de calizas y coquinas en el tramo superior (Formación Agrío). El ciclo marino se cierra con depósitos evaporíticos agrupados en la Formación Huitrín, que se adjudica al Aptiano – Albiano. En el sector occidental de la comarca se identificaron depósitos continentales de la Formación Diamante que se adjudican al Cretácico superior.

Una nueva ingresión marina somera caracterizada por depósitos marinos y continentales del Grupo Malargüe se verifica en la región. Dentro del Grupo Malargüe se han carteadado las Formaciones Loncoche (areniscas tobáceas, pelitas calcáreas) y Roca (calizas, coquinas, pelitas), adjudicadas al Campaniano superior – Maastrichtiano. La Formación Pircala (areniscas, arcilitas, yeso), que forma parte de este último Grupo, se optó por mapearla en forma conjunta con la Formación Coihueco, pese a que esta última unidad se apoya en pseudoconcordancia sobre la primera. Estas últimas unidades se depositaron durante el lapso Maastrichtiano superior - Paleoceno.

Durante el Mioceno inferior a superior se desarrolló un importante evento volcánico en el sector de faja plegada, con la disposición de cuerpos subvolcánicos de composición intermedia (Ciclo Eruptivo Huincán). Los cubren depósitos clásticos compuestos en la base por conglomerados (“Rodados Lustrosos”) y luego por depósitos clásticos compuestos por rocas volcánicas intermedias desarrollados durante el Mioceno medio (Formación Agua de la Piedra). En el sur del área, derrames basálticos del Mioceno superior, hoy sobreelevados, se agrupan en la Formación Coyocho inferior, mientras que al oeste de la localidad de Malargüe, depósitos clásticos y continentales y piroclásticos (Formación Pincheira) se desarrollaron por arriba de las coladas basálticas. Durante el Plioceno inferior la región fue cubierta por depósitos hoy sobreelevados de conglomerados y areniscas correspondientes al Primer Nivel de agradación, derramándose seguidamente en el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano coladas basálticas de las Formaciones Coyocho superior y Chapúa.

En el Cuaternario, se manifiestan en el Pleistoceno inferior los Depósitos del Segundo Nivel de agradación, identificándose además nuevos derrames basálticos correspondientes a la Formación El Puente. El Pleistoceno se completa con las ignimbritas y tobas de la Formación Loma Seca y los Depósitos de la llanura pedemontana. Finalmente, en el Holoceno se identificaron nuevas coladas basálticas asignadas a los Basaltos Cerro Campanario y Peteroa, a los que suceden Depósitos morénicos, basaltos de la Formación Tromen, Depósitos eólicos y Depósitos aluviales.

Los más importantes recursos minerales de la Hoja desde el punto de vista económico están dados por los hidrocarburos líquidos y gaseosos. Con respecto a los depósitos metalíferos, fueron rele-

vantes las mineralizaciones de plomo-cinc y, sobre todo, las de uranio-cobre epidiagenético. Entre los minerales industriales son de particular importancia económica los depósitos de yeso,

calizas y tobas. Algunas yacencias de asphaltitas fueron explotadas para combustible y representan un recurso potencial para la comarca.

## ABSTRACT

The oldest unit in the geological sheet 3569-III / 3572-IV, MALARGÜE is the Arroyo Mendino Formation, considered to be upper Paleozoic in age and composed of dynamo-metamorphosed schists and shales of very limited areal extension. During the Upper Permian - Middle Triassic followed an important volcanic event, from northern San Juan to southern Neuquén, known as the Choiyoi Group, characterized primarily by felsic and mesosilicic volcanic rocks. During the Upper Triassic the deposition of the Tronquimalal Group (conglomerates and sandstones), the granitic intrusion of the Granito y pórfiro del Chihuido, and the sedimentary rocks of the Remoredo Formation (sandstones and tuffites) took place .

The Puesto Araya Formation (sandstones and conglomerates), considered to be Sinemurian to Toarcian in age represents the oldest marine unit recognized in the studied area. It is followed by the sandstones and shales of the Tres Esquinas Formation, accumulated during the Aalenian to Early Callovian. In the southern area the Lajas Formation (calcareous sandstones and conglomerates) is characterized by shallow marine deposits and assigned to the Bathonian - Lower Callovian. In the Bardas Blancas area, the Tres Esquinas Formation is unconformably overlaid by the Calabozo Formation (carbonate rocks), coeval with the Lajas Formation, followed by gypsum deposits of the Tábanos Formation of Middle - Upper Callovian age. After this strong desiccation of the basin, the marine limestones of La Manga Formation were deposited in Oxfordian times, whereas gypsum deposits assigned to Auquilco Formation were again accumulated in the Upper Oxfordian – Kimmeridgian. The regression of the sea during the Kimmeridgian allowed the deposition of the continental sandstones of the Tordillo Formation. From the late Lower Tithonian to the Barremian the basin was again invaded by the sea, permitting the accumulation of marine sedimentary rocks of the Mendoza Group, with oil shales at the base (Vaca Muerta Formation), reefal limestones in the middle part (Chachao Formation), and sparse layers of calcareous shales and coquinas in the upper part (Agrido Formation). Evaporite deposits included in the Huitrín Formation conclude with the marine cycle during the Aptian – Albian. Clastic continental sedimentites of the Diamante Formation were

identified in the western portion of the studied area, which are assigned to the Upper Cretaceous.

One new shallow marine transgression occurred in the region, characterized by marine and continental deposits of the Malargüe Group. Within this unit, it has been recognized the Loncoche Formation (tuffaceous sands, calcareous pelites) below, and the Roca Formation (limestones, coquinas, marls) above, both being considered as Upper Campanian to Maastrichtian in age. Although being also part of this Group, the Pircala Formation (sandstones, claystones, gypsum) were mapped together with the Coihueco Formation, despite this last unit rest in unconformity above the former one. These last units were deposited during the Upper Maastrichtian to the Paleocene.

An important volcanic event developed in the folded belt during the Miocene related with the emplacement of subvolcanic plutons of intermediate composition (Ciclo Eruptivo Huincán). This rocks are covered with clastic deposits composed of conglomerates at the base (“Rodados Lustrosos”), followed by clastic deposits composed of intermediate volcanic rocks developed during the of Middle Miocene (Agua de la Piedra Formation). In the southern part of the area, now up-lifted upper Miocene basaltic flows are grouped as the Coyocho inferior Formation, whereas to the west of the Malargüe city, clastic continental and pyroclastic deposits (Pincheira Formation) were developed above these basaltic flows. During the Early Pliocene, the area was covered by deposits of now uplifted conglomerates and sandstones of the “Primer Nivel de Agradación”, followed by the eruption of basaltic flows of the Coyocho superior and Chapúa Formations during the Late Pliocene to the Early Pleistocene.

In the Quaternary, Early Pleistocene deposits of the “Segundo Nivel de Agradación” and new basaltic flows of the El Puente Formation were recorded. Ignimbrites and tuffs of the Loma Seca Formation, and the “Llanura pedemontana” deposits complete the Pleistocene record. Finally, new basaltic flows assigned to the Cerro Campanario and Peteroa Basalts, were identified in the Holocene, followed by moraine deposits, basalts of the Tromen Formation, as well eolian and alluvial deposits.

The most important mineral resources in the studied area are oil and gas reservoirs. Regarding the metalliferous deposits, the main ores are related

to lead - zinc deposits, and epidiagenetic uranium – copper ores. Among the industrial minerals, gypsum, limestones and tuffs deposits are of particular

economical importance. Some asphaltite ores were exploited in earlier times, and they represent a potential resource for the area.

## 1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene por finalidad dar a conocer los resultados alcanzados con el proceso de levantamiento geológico de la Hoja 3569-III / 3572-IV, MALARGÜE, provincia de Mendoza. La tarea de relevamiento y de gabinete ha sido realizada de acuerdo con las normas regulatorias vigentes relacionadas con la ejecución del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1 : 250.000, que lleva a cabo el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). En el caso de la presente Hoja, el trabajo se ejecutó mediante un convenio entre esta última Institución y la Universidad de Buenos Aires.

Los trabajos fueron realizados en varias campañas geológicas entre 1995 a 1997. Asimismo, se contó con la colaboración del United States Geological Survey para las dataciones radiométricas y de Yacimientos Petrolíferos Fiscales y National Geographic Society, instituciones a quienes se les agradece su in-

tervención.

### UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 3569-III / 3572-IV, MALARGÜE a escala 1 : 250.000, se encuentra ubicada en el departamento Malargüe, en el sur de la provincia de Mendoza, abarcando una superficie cercana a los 12.633 km<sup>2</sup> entre las coordenadas geográficas 69° 00' de longitud oeste por el este y el límite internacional con Chile por el oeste y los paralelos 35° 00' y 36° 00' de latitud sur (véase figura 1). Una pequeña superficie limítrofe con Chile correspondiente a la Hoja 3572-IV, se describe, debido a su reducida extensión areal, conjuntamente con la presente Hoja.

En el sector oriental de la comarca estudiada se desarrolla una amplia planicie que descende de los contrafuertes montañosos de la cordillera del límite, ubicada en el sector occidental de la Hoja, donde existe un relieve montañoso de fuertes alturas.

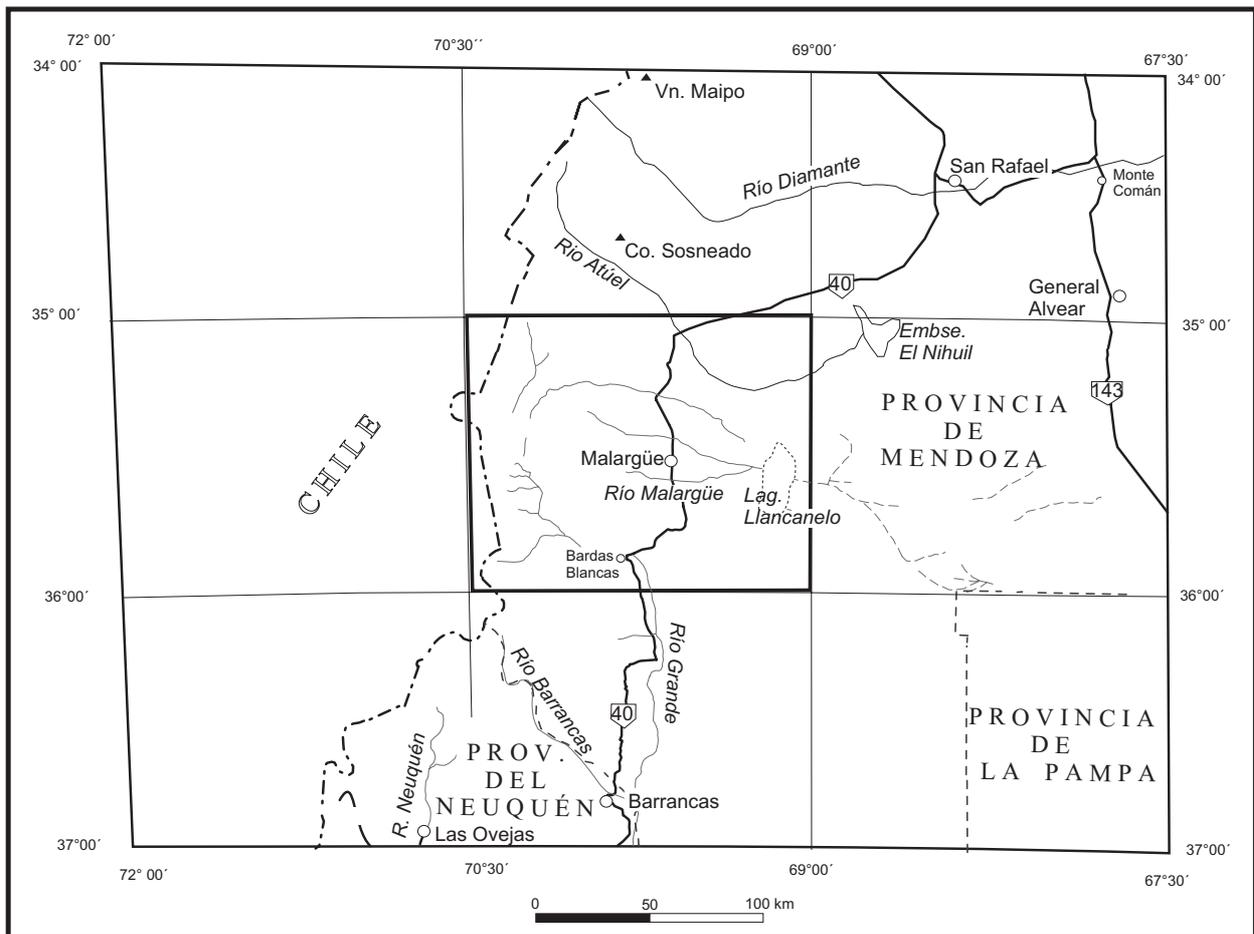


Figura 1: Mapa de ubicación

Al oeste de la comarca se encuentra el cordón limítrofe con las alturas máximas en el cerro Campanario (2.800 m) al sur y el volcán Peteroa (4.300 m) por el norte. Toda esta zona elevada continúa, tanto al norte como al sur, fuera de los límites de la Hoja.

En la zona central se desarrolla un cordón serrano, dominado por la sierra del Cajón Chico (3.100 m) en el norte y la sierra de Paramillos o Torrecillas, con el cerro Puchenque (3.750 m) en su sector medio, en tanto que hacia el sur se destaca la sierra de la Ventana (2.400 m), con la misma orientación.

En el sector oriental, el área está dominada por una amplia planicie con una suave pendiente hacia el este, donde se destaca la laguna de Llancanelo y el dominio del plateau volcánico de Llancanelo.

Los sistemas hidrológicos están centrados en los ríos Grande, Salado y Atuel como los más importantes. El río Grande drena la comarca inicialmente con dirección norte-sur, para luego cortar la estructura montañosa central en dirección este-oeste. En la zona central de la Hoja se destaca el río Salado, cuyas nacientes se disponen en el valle de Las Leñas, con un recorrido principalmente este-oeste, desembocando en la llanura oriental. El río Atuel, con dirección de escurrimiento noroeste - sudeste, se encuentra muy poco representado dentro de la comarca en estudio.

La localidad más importante es Malargüe, ubicada en el sector central de la Hoja. Otras poblaciones menores son Bardas Blancas, Las Loicas y Poti Malal en el curso del río Grande, y Las leñas sobre el curso del río Salado.

## NATURALEZA DEL TRABAJO

El estudio geológico-económico del área que nos ocupa ha sido desarrollado con la participación de diferentes especialistas, con el objeto de profundizar cada una de las distintas investigaciones geológicas requeridas para esta zona e incrementar así el conocimiento que hasta la fecha se tenía del área. Para ello se estableció una metodología donde se utilizaron imágenes satelitales TM, y fotografías aéreas a escala aproximada 1 : 68.000. Las observaciones geológicas de campo se volcaron sobre una carta topográfica extraída de la base del Instituto Geográfico Militar y actualizada por el Sector de Cartografía de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, complementándose el mapeo, con perfiles detallados de las unidades sedimentarias e ígneas, con estudios petrográficos, análisis químicos de roca y

dataciones radimétricas de aquellas unidades geológicas que así lo requirieron y permitieron, considerando su estado de alteración.

## INVESTIGACIONES ANTERIORES

El área que abarca la Hoja Geológica ha sido objeto de numerosas investigaciones. Entre las primeras se pueden citar las de Bodenbender (1892), Wehrli y Burckhardt (1898), Burckhardt (1900) y Gerth (1925, 1931). Con posterioridad se destacan entre otros los de Jaworski (1926), Krantz (1928) y Groeber (1918, 1929, 1939, 1946). Los estudios geológicos continuaron principalmente con las contribuciones de Stipanovic (1949, 1951, 1965), Dessanti (1973, 1978), Volkheimer (1978), Mombrú y Uliana (1978), Bettini *et al.* (1979), Nullo (1985) y Nullo *et al.* (1993).

Investigaciones estratigráficas conducentes al análisis de la cuenca fueron realizadas por Legarreta y Kozlowski (1981, 1984), Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta *et al.* (1993) y Uliana *et al.* (1975a, 1975b, 1977, 1979), mientras que análisis estructurales y de síntesis del volcanismo terciario se realizaron por Kozlowski (1984), Kozlowski *et al.* (1987, 1989, 1993), Ramos y Nullo (1993), Nullo *et al.* (1996), entre otros.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### RELACIONES GENERALES

Esquistos y pizarras de la Formación Arroyo Mendino del Paleozoico superior constituyen la unidad más antigua reconocida en la comarca. Le sigue durante el Pérmico superior - Triásico medio la acumulación del importante evento volcánico del Grupo Choiyoi, caracterizado por volcanitas ácidas y mesosilícicas. El Mesozoico se encuentra excelentemente documentado en la Hoja desde fines del Triásico a fines del Cretácico, si bien de cuando en cuando el registro está interrumpido por varias discordancias de diferente magnitud. En el Triásico superior tuvieron lugar la depositación del Grupo Tronquimalal y la intrusión del Granito y pórfiro del Chihuido.

Las unidades previamente citadas constituyen el substrato de la porción mendocina de la cuenca Neuquina. Puede considerarse que el relleno de esta cuenca de sedimentación comienza con la acumulación de las sedimentitas continentales de la Formación Remoredo. Con la Formación Puesto Araya se

manifiesta la primera ingresión marina reconocida en la comarca, cuya edad se adjudica al Sinemuriano – Toarciano. Le siguen areniscas y pelitas de la Formación Tres Esquinas que se depositaron durante el Aaleniano al Calloviano inferior. En el sur del área aflora la Formación Lajas, que caracteriza los depósitos de playa menos profundos, asignados al Bathoniano - Calloviano inferior. En el área de Bardas Blancas, en discordancia sobre la Formación Tres Esquinas, se ha reconocido a la Formación Calabozo, seguida por los depósitos de yeso de la Formación Tábanos, asignados al Calloviano medio - superior. Luego de producida esa fuerte desecación de la cuenca, se depositan en el Oxfordiano las calizas marinas de la Formación La Manga, en tanto que en el Oxfordiano superior – Kimmeridgiano, se acumularon nuevamente depósitos de yeso de la Formación Auquilco. Tras la discordancia determinada por la acción de la fase Araucánica, que produjo el retiro del mar de la cuenca, tuvo lugar durante el Kimmeridgiano la depositación de las areniscas continentales de la Formación Tordillo. Entre el Tithoniano inferior tardío y el Barremiano, la cuenca fue invadida nuevamente por el mar, acumulándose sedimentitas marinas del Grupo Mendoza (Formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio), de amplia extensión en la Hoja, y luego sedimentitas mixtas y continentales agrupadas en la Formación Huitrín, que se adjudica al Aptiano – Albiano. Seguidamente se identificaron depósitos continentales de la Formación Diamante, que se asignan al Cretácico superior.

Una nueva ingresión marina somera de origen atlántico se manifiesta en la comarca, estando representada por parte del Grupo Malargüe (Formaciones Loncoche, Roca y Pircala) depositado durante el Campaniano superior al Daniano. Sigue a continuación, durante el Paleoceno, la acumulación de la Formación Coihueco.

Tanto durante el Paleógeno como el Neógeno se han documentado importantes eventos volcánicos, marcando el paulatino ascenso de la Cordillera de los Andes. Durante el Mioceno tuvo lugar el emplazamiento del Ciclo Eruptivo Huincán, constituido por cuerpos subvolcánicos de composición intermedia. Los depósitos clásticos de la Formación Agua de la Piedra compuestos por rocas volcánicas intermedias, se desarrollaron durante el Mioceno inferior a medio, considerando que en su base existen niveles conglomerádicos atribuidos a los “Rodados Lustrosos”. En el Mioceno superior se han identificado basaltos de la Formación Coyocho inferior, los que

al oeste de la localidad de Malargüe están cubiertos por depósitos clásticos y piroclásticos de la Formación Pincheira. Durante el Plioceno inferior la región fue cubierta por depósitos de conglomerados y areniscas correspondientes al Primer Nivel de agradación. En concomitancia con el ascenso regional de la comarca, se derramaron, en el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano coladas basálticas de las Formaciones Coyocho superior y Chapúa.

En el Pleistoceno inferior se manifiestan los Depósitos del Segundo Nivel de agradación, Nuevos derrames basálticos correspondientes de la Formación El Puente. El Pleistoceno se completa con las ignimbritas y tobas de la Formación Loma Seca y los Depósitos de la llanura pedemontana. En el Holoceno se identificaron nuevas coladas basálticas (Basaltos Cerro Campanario y Peteroa y Formación Tromen), a las que suceden depósitos morénicos, eólicos y aluviales.

## 2.1. PALEOZOICO SUPERIOR

### **Formación Arroyo Mendino (1)**

*Esquistos biotíticos oscuros*

#### *Antecedentes*

Fue Aparicio (1950) quién mencionó por primera vez los afloramientos de esta unidad. Se trata de pequeños asomos de esquistos de color verde oscuro, pizarras y cuarcitas poco metamorfizadas, los que fueron descritos en detalle por López Fontenla (1984), Sardín (1984) y Re (1985).

#### *Distribución areal*

Los afloramientos se disponen en el codo del arroyo Mendino, afluente del río Salado. Para acceder al área se lo hace desde la ruta que conduce a Las Leñas, al oeste del destacamento de Gendarmería Nacional en Los Morros. De este punto hacia el oeste se arriba al arroyo Mendino, donde se encuentra la localidad tipo de la unidad en análisis.

#### *Litología*

Los asomos están caracterizados por esquistos biotíticos de color gris oscuro, de aspecto lustroso, con crecimiento de cuarzo y pequeños cristales de moscovita. Al microscopio se observa textura cataclástica, atravesada por guías de cuarzo fracturado y recristalizado, es-

caso feldespato potásico y abundantes láminas de biotita y moscovita, en parte alteradas. En contacto con las anteriores se encuentran pizarras cloríticas de color oscuro a negro, de grano muy fino. En menor medida se disponen cuarcitas de color gris oscuro, compuestas principalmente por cuarzo, en cristales pequeños, fracturados y recristalizados, en esta litología son escasas las láminas de biotita desferizada, acompañadas por clorita.

### *Relaciones estratigráficas*

Las rocas de la Formación Arroyo Mendino constituyen la caja de los cuerpos subvolcánicos del Grupo Choiyoi.

### *Edad y correlaciones*

La Formación Arroyo Mendino se equipara con esquistos del Paleozoico superior característicos del ambiente de Cordillera Frontal, por lo cual se la asigna a esa edad.

## 2.2. PALEOZOICO - MESOZOICO

### 2.2.1. PÉRMICO SUPERIOR - TRIÁSICO MEDIO

#### **Grupo Choiyoi (2)**

*Volcanitas ácidas y mesosilíceas*

#### *Antecedentes*

Los afloramientos del Grupo Choiyoi se distribuyen irregularmente en la Cordillera Principal y Frontal y como basamento de la cuenca Neuquina, desde el límite austral de la provincia de Neuquén (Turner y Cazau, 1978) hasta el centro-oeste de la provincia de San Juan, en el faldeo occidental de la sierra de la Ortiga (Marín y Nullo, 1988; Nullo y Marín, 1990). Constituyen el zócalo de la cuenca Neuquina, y en el sector de la faja plegada suelen integrar escamas tectónicas o núcleos de anticlinales, como por ejemplo en los anticlinales de la cordillera del Viento, de la sierra de Reyes y de Las Leñas.

El Grupo Choiyoi es un típico representante del magmatismo neopaleozoico a eomesozoico, y como tal está genéticamente relacionado con otras asociaciones magmáticas de edad similar y de litología algo diferente, como las del Bloque de San Rafael, el Bloque del Chadileuvú y el Macizo Nordpatagónico

(Llambías y Caminos, 1987; Re, 1985; Rapalini, 1989).

Esta unidad fue reconocida por primera vez por Avé Lallement (1889, 1892) como volcanitas, tobas e intrusivos mesosilíceos y básicos dentro de la "Formación del Rhaet o Trías superior". Posteriormente, Stappenbeck (1917) estudió los asomos de esta unidad en el cordón del Plata, extendiendo su área de afloramientos al cordón del Tigre y al sudoeste de la sierra de Uspallata. Schiller (1912) y Stelzner (1923) hicieron lo mismo en el cordón del Tigre. Groeber (1918, 1929) integró las rocas efusivas aflorantes en las Cordilleras Principal y Frontal en una sola unidad, denominándola "Serie Porfírica Supratriásica" y le asignó una edad triásica superior (pudiendo extenderse a la parte alta del Triásico medio en sus términos basales), tanto por correlación litológica con volcanitas de la sierra Pintada del Bloque de San Rafael, como por relaciones estratigráficas, ya que la "Serie Porfírica Supratriásica" subyacía a las sedimentitas marinas del Liásico inferior. Posteriormente, el mismo autor (Groeber, 1946, 1947a, 1947b) reemplazó la anterior denominación por la de "Choiyoilitense", que tomó del nombre mapuche de la cordillera del Viento o "Choiyoi Mahuida", que es la localidad tipo. La denominación de "Choiyoilitense" tiene connotaciones cronolíticas equivalentes a "Piso". Por correlación con queratófiro de Los Vilos, en la Cordillera de la Costa de Chile, asignó a su "Choiyoilitense" al Carniano.

Polanski (1957) reconoció, en la Cordillera Frontal de Mendoza, la existencia de dos fases magmáticas hercínicas, con productos plutónicos y volcánicos. A las rocas efusivas e hipabisales las mantuvo separadas en dos complejos: la "Asociación Volcánica Mesovariscica" (Carbonífero) y la "Asociación Volcánica Tardíovariscica" (Pérmico). En estas asociaciones se observa la ubicación de términos más ácidos y más piroclásticos en las etapas finales del emplazamiento, situación ratificada por numerosos autores posteriores (González Díaz, 195; Coira y Koukharsky, 1976; Turner y Cazau, 1978; Caminos, 1979; Cortés, 1985 y Caballé, 1986, entre otros). González Díaz (1958) se refirió a las rocas del Grupo Choiyoi en el noroeste de Tunuyán con el nombre de "Serie Volcánica Post-Carbónica" (Pérmico), integrada por un "Complejo Basáltico", una "Brecha Mesosilíceica", un "Complejo Dacítico - Andesítico" y un "Complejo Riolítico".

Más tarde, Caminos (1965), en el cordón del Plata, reunió a las rocas ígneas neopaleozoicas en una "Asociación Volcánica Variscica"

(Pérmico medio), que incluía una facies efusiva predominantemente andesítica y dacítica, y otra facies intrusiva, esencialmente leucoriolítica. Rolleri y Criado Roque (1969), al estudiar la geología de la provincia de Mendoza, reunieron las volcanitas neopaleozoicas de la Cordillera Frontal y Precordillera en la Formación Choiyoi, modificando la antigua denominación de Choiyoilitense de Groeber (1946) y asignándole una edad permotriásica. La denominación de Grupo Choiyoi, fue creada por Stipanovic (1965), y es la que se halla más difundida.

En la Cordillera Frontal, numerosos son los trabajos sobre las volcanitas del Grupo Choiyoi, tales como los de Coira y Koukharsky (1976), Volkheimer (1978), Cortés (1985), Caballé (1986), Llambías *et al.* (1990) y Llambías y Sato (1990). En el extremo occidental de Precordillera se pueden mencionar los de Harrington (1971) y de Rubinstein (1991), mientras que en el ámbito de la Cordillera Principal se pueden mencionar los de Freytes (1969), Zöllner y Amos (1973), Turner y Cazau (1978), Pesce (1981), Llambías (1986), Llambías y Caminos (1987), Leanza y Blasco (1991) y Leanza (1992). Rapalini (1989) efectuó una recopilación muy completa de los antecedentes de esta unidad, tanto en Cordillera Frontal y Precordillera como en la Cordillera Principal, lo cual permitió comparar la cantidad y calidad de la información disponible en ambas zonas. En general, llama la atención la cantidad de datos y el grado de detalle de los trabajos sobre el Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan, ya que allí existen ordenamientos estratigráficos definidos. Esta situación cambia totalmente en la Cordillera Principal, ya que hasta el momento no se cuenta con ordenamientos estratigráficos internos para las volcanitas choiyoilitenses que vayan más allá de propuestas informales para analizar afloramientos. A pesar de ello, numerosos autores levantaron perfiles de detalle de esta unidad que permitieron determinar tendencias composicionales generales.

Aunque en el ámbito de la Cordillera Principal no se conocen subdivisiones estratigráficas publicadas para esta unidad, aquí se prefirió la denominación de Grupo Choiyoi, ampliamente difundida por su uso.

Una de las propuestas estratigráficas más modernas es la de Rapalini (1989) para las diferentes formaciones integrantes del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal del norte de Mendoza y San Juan, extrapolable al sudoeste de la Precordillera (sierra de Uspallata). Esta propuesta se basa en trabajos

anteriores de Mirré (1966) en el área de la desembocadura del río Los Patos, de Coira y Koukharsky (1976) y Cortés (1985) en el cordón del Tigre, y de Caballé (1986) en la Cordillera Frontal de San Juan. La correlación es litológica y está basada en relaciones de campo y apoyada por datos bioestratigráficos, radimétricos y magnetoestratigráficos. También se propuso la correlación parcial de la Formación Tambillos (Cortés, 1985) con la Formación Vega de los Machos (Caballé, 1986), basada en dataciones radimétricas y datos paleomagnéticos, como así también en el hecho de que ambas unidades presentan una secuencia predominantemente epiclástica. En el caso de la Formación Tambillos, estos depósitos epiclásticos y tufíticos fueron interpretados como representantes de un ambiente lacustre; mientras que las sedimentitas equivalentes de la Formación Vega de los Machos fueron asignados a un ambiente marino en su sector inferior, pasando a facies continentales hacia arriba. Por lo tanto, estas acumulaciones indican un lapso de decrecimiento del volcanismo.

Las formaciones basales en el norte, como la Formación Portezuelo del Cenizo (Coira y Koukharsky, 1976) y la Andesita Quebrada Seca (Caballé, 1986), son de composición predominantemente andesítica e involucran lavas (incluso brechas), rocas piroclásticas e intrusivos subvolcánicos.

La Formación Portezuelo del Cenizo comienza con conglomerados y areniscas que, según Caminos (1979), corresponderían al relleno de un paleorelieve luego de un corto transporte, antes y durante las primeras efusiones, y representan un horizonte guía dada su gran extensión areal (se describieron conglomerados correlacionables aún en el Bloque de San Rafael) (véase Azcuy *et al.*, 1987; Llambías y Caminos, 1987). Llambías *et al.* (1990) indicaron que estas sedimentitas se depositaron en cuencas restringidas, infiriendo un paleorelieve consistente en bloques elevados y depresiones. Además, los mismos autores señalaron la presencia de clastos de volcanitas formando parte de los conglomerados anteriores, lo cual implica la existencia de volcanitas previas a las que cubren los depósitos gruesos. Esa efusión previa no fue individualizada en el campo (Llambías *et al.*, 1990).

Las Formaciones Portezuelo del Cenizo y Andesita Quebrada Seca son cubiertas, mediante discordancia erosiva, por depósitos lávicos y piroclásticos dacíticos hasta riolíticos. Esta paulatina acidificación hacia el techo del Grupo Choiyoi ya había sido advertida por numerosos autores,

entre otros Polanski (1957), Caminos (1965) y Cortés (1985). Según este último trabajo, este hecho permitiría la extrapolación de la correlación mencionada a otras zonas de la Cordillera Frontal de Mendoza.

En el extremo sur de la Cordillera Frontal de la provincia de Mendoza, Volkheimer (1978) describió la Asociación Volcánica La Totorá, cuya litología y evolución composicional son comparables con afloramientos del Grupo Choiyoi del norte de Mendoza, con los que fue correlacionada por el propio autor. Significativamente, esta unidad comienza con un conglomerado basal que recuerda aquellos depósitos gruesos de extensión regional mencionados por Caminos (1965, 1979).

Más al sur, ya fuera de la Cordillera Frontal, Dessanti (1973) describió la Formación de la Sierra Azul. Este complejo volcánico aflora en el núcleo de la sierra Azul, continuando hacia el norte hasta el valle transversal del río Grande, siendo equivalente al Grupo Choiyoi. Como se mencionó anteriormente, el grado de conocimiento del Grupo Choiyoi en la Cordillera Principal es bastante menor que aquél de la Cordillera Frontal. En la primera aparece compuesta, en líneas generales, por coladas y depósitos de flujos piroclásticos con algunas intercalaciones epiclásticas e intrusivos asociados. Predominan los aglomerados y brechas piroclásticas hasta tobas con diverso grado de soldamiento, mostrando una grossera estratificación en conjunto (Turner y Cazau, 1978). La composición varía entre riolítica y basáltica (48 % a 78 % de SiO<sub>2</sub>) (véase Llambías, 1986), la última representada por lavas de escasa distribución.

Según Turner y Cazau (1978), no hay un arreglo definido entre todas las litologías, aunque se observa hacia arriba la ubicación de términos cada vez más ácidos. Esta última situación se desprende también de los perfiles levantados por otros autores, como Freytes (1969), Zöllner y Amos (1973), Pesce (1981) y Llambías (1986) y como se vio anteriormente, sería una característica común de los asomos del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal mendocina y en la Cordillera del Neuquén. En la Cordillera del sur de Mendoza, como se desprende del informe de Freytes (1969), si bien se observa una acidificación general hacia el techo hay una recurrencia de composiciones andesíticas y una mayor participación de términos tobáceos y tufíticos en la parte superior del grupo.

Freytes (1969) utilizó divisiones locales del Grupo Choiyoi con formaciones de carácter informal sin apoyo de dataciones radimétricas. Las unidades más

antiguas del Grupo Choiyoi afloran en el faldeo occidental de la cordillera del Viento, comenzando con la Formación Cajón Chico que apoya en discordancia sobre unidades del Carbonífero superior y Pérmico inferior (Formación Huaraco y Granito Huingancó), de tal forma que su depositación está condicionada por el paleorelieve.

En el sur de Mendoza no aflora la base del Grupo Choiyoi, que a su vez se compone de dos entidades, la Formación Cara - Cura y la Formación Aguada del Charqui, separadas entre sí por una discordancia erosiva (Freytes, 1969). La Formación Cara - Cura fue dividida en dos miembros: un Miembro Brechoso inferior seguido por un Miembro Riolítico. El primero corresponde a brechas polimícticas y oligomícticas, lavas brechosas y tobas, todas ellas de composición andesítica y colores violetas y morados. El Miembro Riolítico, en cambio, consta de coladas muy discontinuas de riolita gris a gris rosado y superficialmente blanco ocrácea, con grandes fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico sobre una pasta densa. El autor señala que parte de los afloramientos de este miembro podrían corresponder a intrusivos riolíticos asociados a coladas, situación que no se puede esclarecer debido a la homogeneidad de los afloramientos.

Por encima de la Formación Cara - Cura se ubica la Formación Aguada del Charqui, limitada en base y techo por discordancias erosivas. Esta unidad reúne cuatro miembros, que en orden ascendente son: Miembro Morado - Violeta inferior, Miembro Verde, Miembro Morado - Violeta superior y Miembro Andesítico. El miembro basal está constituido por tobas y tufitas con intercalaciones de brechas (más comunes en la base). El Miembro Verde congrega tobas y tufitas, a veces lenticulares, con algunas intercalaciones de brechas y areniscas tobáceas. El Miembro Morado - Violeta superior es totalmente andesítico y consta de tobas, tobas lapillíticas y tufíticas, con dos mantos lávicos intercalados. Finalmente, el Miembro Andesítico cubre, mediante discordancia erosiva, al anterior y se compone de una sucesión de coladas grises y gris verdosas.

Asimismo, existen pequeñas modificaciones locales en la litología integrante de cada unidad y en la columna aflorante, como así también en las rocas hipabisales que intruyen toda la serie. Así, en la sierra Azul las coladas riolíticas discontinuas del Miembro Riolítico de la Formación Cara - Cura pasan lateralmente a dacitas grises y gris violáceas (Freytes, 1969).

En cuanto a las rocas hipabisales, en el arroyo Malal Vaca (sierra Azul), se señaló la presencia de pórfidos traquíticos que intruyen la sección inferior de la Formación Aguada del Charqui, mientras que en la sierra de la Cara Cura, Freytes (1969) identificó cinco intrusivos riolíticos en el Miembro brechoso de la formación homónima. Éstos fueron interpretados por el citado autor como conductos de alimentación para los derrames que componen el Miembro Riolítico de Formación Cara - Cura.

Asimismo, Freytes (1969) y Zöllner y Amos (1973) señalaron la presencia de un conglomerado basal en el Grupo Choiyoi de la Cordillera del Viento, compuesto por rodados derivados de las rocas infrayacentes. En el caso del primer autor se trata del conglomerado basal de la Formación Cajón Chico. Estos depósitos gruesos recuerdan aquellos de la Cordillera Frontal, corroborando la opinión de Caminos (1979) acerca de su extensión regional.

#### *Distribución areal*

En la comarca en estudio los afloramientos se disponen en varios sectores. En el oeste los asomos se observan en las cabeceras del arroyo Desecho, al oeste del valle de Las Leñas, hasta llegar al arroyo El Seguro. El más austral se encuentra en el portezuelo del Viento, donde la disposición de las volcanitas, que poseen 150 m de espesor, es mantiforme, aunque no se han podido determinar repeticiones tectónicas. La secuencia es monótona, mostrando en la parte media delgadas intercalaciones sedimentarias, bien estratificadas, compuestas principalmente por fragmentos líticos de volcanitas.

Algo más al oeste, la unidad aflora en el arroyo El Seguro, cerrando una gran estructura braquianticlinal, con buzamiento al sur. Las rocas aflorantes, que están muy alteradas, consisten en traquiandesitas con intercalaciones de brechas. Son de color blanco a blanco amarillento y compuestas por cuarzo, plagioclasa (andesina media) y feldespato potásico subordinadamente, alterados en parte a agregados de sericita, tanto como escasos y alterados fenocristales de moscovita.

En la región del arroyo El Desecho, en el sector norte del área de estudio, el Grupo Choiyoi está representado por una secuencia lávica varicolor, bien estratificada (López Fontenla, 1984; Sardín, 1984; Re, 1985), que aflora continuamente en ambas márgenes del arroyo El Desecho, desde el Cajón de los Oscuros hasta la desembocadura del arroyo Colorado, y en el flanco oeste del valle de Las Leñas. En

el tramo norte de este último, el Grupo Choiyoi, a menudo acompañado por sedimentitas liásicas, aparece formando bloques aislados o escamas tectónicas a expensas del corrimiento principal que corre a lo largo del valle de Las Leñas.

En la porción sur de la zona de estudio - que comprende el valle del río Grande al norte del arroyo Montañés - los afloramientos de esta unidad son pequeños, de aspecto macizo y están mal preservados, concentrándose preferentemente en ambas márgenes del río Grande (Foto 1). Sardín (1984) estimó un espesor promedio de 800 m para el Grupo Choiyoi en el curso superior del arroyo Las Leñas, ascendiendo a 3000 m (López Fontenla, 1984) en la margen septentrional del arroyo El Desecho.

#### *Litología*

La litología del Grupo Choiyoi comprende lavas fenotraquíticas, fenodacíticas y fenoandesíticas con fenobasaltos subordinados (López Fontenla, 1984; Sardín, 1984; Re, 1985). Hacia la parte superior de la secuencia se observan ignimbritas rojizas con intercalaciones de tobas y niveles lapillíticos blanco verdosos (López Fontenla, 1984). Localmente estas piroclastitas están intruidas por cuerpos subvolcánicos riolíticos, presentando todo el conjunto intensas silicificación, cloritización y argilitización (López Fontenla, 1984).

Las fenodacitas son grises, de textura porfírica y pasta afanítica. Al microscopio muestran fenocristales (60 %-25 %) de plagioclasa (oligoclasa-andesina) zonadas y alteradas a sericita; cuarzo corroído y, más raramente, feldespato potásico subhedral, argilitizado; y máficos totalmente reemplazados por orlas de opacos. Entre los accesorios se cuentan circón y apatita. La pasta (40 %-75 %) puede mostrar textura vitrofídica con mesostasis vítrea parcialmente alterada a arcillas; o puede consistir en un agregado felsítico de cuarzo y feldespatos alcalinos (López Fontenla, 1984; Sardín, 1984; Re, 1985).

Las fenotraquitas, en cambio, son rocas afaníticas de color castaño oscuro a morado. En corte delgado presentan textura porfírica con fenocristales (45 %) subhedral de feldespato potásico; tablillas de plagioclasa (oligoclasa), ambos alterados a arcillas; y opacos. La pasta (55 %) es felsítica, en parte microgranosa, constituida por un intercrecimiento de cuarzo y feldespatos alcalinos alterados a material arcilloso (López Fontenla, 1984).

En cuanto a las fenoandesitas, son afaníticas y de color gris oscuro. En la observación microscópi-



**Foto 1:** Flanco oriental del anticlinal de Bardas Blancas, exponiendo la secuencia jurásica completa que se apoya sobre un núcleo constituido por el Grupo Choiyoi. En primer plano se aprecia el valle del curso del río Grande.

ca presentan textura porfírica con fenocristales (5 %) de plagioclasa en su mayoría, alterada a arcillas, sericita y clorita; y máficos totalmente reemplazados por clorita y opacos. Los accesorios agrupan apatita subhedral y circón euhedral. La pasta (95 %) pilotáxica, parcialmente afieltrada, está constituida por microlitos de plagioclasa alterados a arcillas y sericita; máficos cloritizados y granos opacos (Re, 1985).

Por su parte, las lavas fenobasálticas son de color verde oscuro, textura porfírica, y pasta afanítica. Al microscopio exhiben fenocristales (10 %) subhedral de olivina, fragmentados y alterados a óxidos de hierro. La pasta (90 %) es pilotáxica afieltrada, en parte intersertal; y está integrada por microlitos de plagioclasa labradorítica, con engolfamientos, alterados a sericita y arcillas; numerosos opacos y parches de calcita. Accesorios: láminas subhedral de biotita (Sardín, 1984).

Los términos piroclásticos constan de tobas lapillíticas blanco verdosas, muy coherentes, y de aspecto brechoso dado por *lapilli* líticos de hasta 1 cm (López Fontenla, 1984). Hasta el momento sólo se conocen descripciones megascópicas de estas piroclastitas.

Por último, las fenoriolitas del cuerpo intrusivo del arroyo El Desecho (López Fontenla, 1984) son rocas castaño rojizas a moradas, porfíricas, con fenocristales (50 %) inmersos en una pasta afanítica. Al microscopio se observan fenocristales, en iguales proporciones, de feldespato potásico subhedral, argilitizado; y de plagioclasa euhedral. También anfíboles euhedrales totalmente reemplazados por carbonato; e individuos opacos. La pasta es felsítica a microgranosa (López Fontenla, 1984).

En el área del río Grande, en cambio, las rocas del Grupo Choiyoi son densas, compactas y con un denso patrón de diaclasamiento. Por su resistencia a la erosión, suelen conformar altos positivos en los aportillamientos de anticlinales. Frecuentemente se observa una grosera estratificación dada por la superposición de bancos de tobas de variada coloración y espesor (Nullo, 1985).

En la porción sur de la Hoja tampoco aflora la base del Grupo Choiyoi, el que se halla cubierto discordantemente por los depósitos piroclásticos de la Formación Remoredo o por las ignimbritas del Cenozoico superior (Bouza, 1991; Lanés, 1991). A diferencia de la región del arroyo El Desecho, esta unidad aquí está representada exclusivamente por

intrusivos y/o lavas fenoriotíticas petrográficamente afines al cuerpo subvolcánico riolítico (“riodacítico”) descrito por López Fontenla (1984) en el flanco norte del arroyo El Desecho (Lanés, 1991).

Estas fenoriotíticas son blancas, de textura porfírica, determinada por fenocristales (40%) de cuarzo (18 %) subhedral, con bordes redondeados, engolfamientos y/o fracturas. Tablillas de plagioclasa (22 %) (oligoclasa sódica  $An_{17} - An_{14}$ ) con bordes redondeados o corroídos, a veces agrupadas o cruzadas transversalmente y ortosa subhedral, fresca o algo alterada a sericita, albita fresca y biotita (?) reemplazada pseudomórficamente por clorita y/o moscovita y opacos. Tanto los fenocristales de plagioclasa como de ortosa suelen presentar reemplazo por albita en distintos grados. La pasta a simple vista es afanítica, aunque al microscopio se la reconoce como microgranosa (llegándose a apreciar tal carácter a ojo desnudo en algunos casos), en parte felsítica y esferulítica, compuesta por agregados de cuarzo, feldespatos alcalinos y sericita (Lanés, 1991).

### Geoquímica

Si bien escasean los análisis geoquímicos para las rocas del Grupo Choiyoi aflorante en la Cordillera Principal, se caracterizó a estas volcanitas como mayormente calcoalcalinas con términos básicos alcalinos (Llambías, 1986) y algunas muestras dentro del campo tholeítico (Parada, 1984; Llambías y Caminos, 1987). Según estos últimos autores, constituyen una serie potásica a medianamente potásica observándose, como una tendencia no general para toda la asociación, que las rocas intermedias y básicas sean preferentemente metaaluminosas; las ácidas, peraluminosas y las más diferenciadas, peralcalinas.

Los estudios geoquímicos confirmaron la estrecha vinculación entre las volcanitas de esta unidad y las plutonitas neopaleozoicas. Parada (1984) presentó una recopilación de datos geoquímicos publicados por otros autores y propios, de las rocas neopaleozoicas de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° de latitud sur, aflorantes tanto en territorio chileno como argentino. De ella se desprende que en general las volcanitas tienen una relación genética directa con un conjunto de “Granitos tardío y/o post-hercínicos” (pérmicos). Éstos están representados por leucogranitos micáceos (calcoalcalinos) y por leucogranitos anfibólicos (tholeíticos), comparables a los granitoides de tipo S y A, respectivamente. Ambos se producen por fusión parcial de material

cortical; los primeros derivan probablemente de una fuente metapelítica y los segundos, de rocas cuarzofeldespáticas, cuarcitas, metariolitas, etc. (Parada, 1984). En especial, las volcanitas del Grupo Choiyoi son geoquímicamente afines a los leucogranitos anfibólicos (granitos de tipo A) (Parada, 1984; Kay *et al.*, 1989).

En la misma contribución, Parada (1984) estudió el Ciclo Magmático Eocarbonífero cuyos productos son exclusivamente plutónicos, y constan predominantemente de granodioritas y tonalitas hornblendo - biotíticas, de carácter calcoalcalino, y comparables a los granitos I, provenientes de la cristalización fraccionada de un magma de composición intermedia a básica, emplazados en ambientes orogénicos.

### Ambiente tectónico

Sobre la base de los análisis geoquímicos numerosos investigadores trataron de interpretar el ambiente tectónico de formación de las rocas del Grupo Choiyoi. Algunos autores consideran que están relacionadas con la actividad de un arco magmático desarrollado en el borde pacífico de Gondwana durante el Paleozoico superior, bajo la influencia de una subducción de polaridad oriental, y donde los magmas ascendentes interactuaron fuertemente con fundidos anatéticos de la corteza inferior y/o litósfera superior, originando granitoides de tipo S (Niemeyer *et al.*, 1985; Ramos *et al.*, 1986; Pankhurst, 1990; Kay *et al.*, 1989).

Hasta el presente las interpretaciones tectónicas para el proceso de formación de las volcanitas del Grupo Choiyoi pueden dividirse en cuatro grupos:

a) El magmatismo silíceo de Choiyoi resulta de una amplia fusión cortical luego del lapso de rápida convergencia y acreción que condujo a la conformación del Gondwana, período durante el cual un sistema de esfuerzos compresivos fue reemplazado por otro extensional. La fuente de calor habría sido el mecanismo de *underplating* (Doe *et al.*, 1982; Huppert y Sparks, 1988), es decir, la inyección de basaltos (relacionados con la extensión) en la base de la corteza que, debido a esa mayor temperatura, se vuelve demasiado dúctil como para permitir el ascenso de los basaltos a través de fracturas. Así los magmas básicos, más calientes que las rocas ácidas corticales, quedan atrapados en la corteza inferior llevando a una fusión cortical en gran escala (Kay *et al.*, 1989). En particular, Llambías y Sato

(1990) asimilaron esa etapa de rápida convergencia y acreción a la fase diastrófica San Rafael.

b) La actividad magmática choiyoilense responde a una tectónica extensional en el retroarco andino (Davidson, 1989).

c) Este magmatismo no estaría relacionado con la actividad del arco magmático del borde pacífico sudamericano, sino con transpresión a lo largo de lineamientos mayores de rumbo noroeste asociados con la formación de las cuencas marinas mesozoicas (Nullo, 1991).

d) Por último, algunos geólogos que estudiaron volcanitas equivalentes a las del Grupo Choiyoi en el norte de Chile, proponen para las mismas un *rifting* continental intracratónico, sincrónico con el de la Cordillera Oriental del Perú (Pichowiak *et al.*, 1987; Breitskreutz *et al.*, en Bahlburg *et al.*, 1988).

#### *Relaciones estratigráficas*

La base del Grupo Choiyoi no aflora en ningún sector de la Hoja. En cuanto al contacto superior, está cubierto discordantemente por los depósitos de las Formaciones Remoredo y Puesto Araya y por volcanitas cenozoicas, o bien mediante contacto tectónico por las Formaciones Tordillo y Auquilco. Debido a que no aflora la base y a que el techo a menudo está suprimido por erosión, no pueden consignarse espesores verdaderos.

#### *Edad y correlaciones*

La asignación la edad del Grupo Choiyoi sufrió innumerables cambios, algunos de ellos señalados en párrafos anteriores, siempre dentro de un rango del Carbonífero superior- Triásico superior. Al respecto, Polanski (1966) presentó las primeras dataciones absolutas para rocas plutónicas de la Cordillera Frontal. Éstas evidenciaron la existencia de dos fases intrusivas: la primera del Carbonífero inferior (322 Ma) y la segunda durante el Pérmico medio (260 Ma), confirmando así su propuesta anterior (Polanski, 1957).

Años más tarde, Llambías y Caminos (1987) determinaron dos ciclos magmáticos neopaleozoicos. El Ciclo Magmático Eocarbonífero (Carbonífero inferior) fue exclusivamente plutónico, aunque los autores citados no descartan la existencia de eventos volcánicos que estarían mejor representados en territorio

chileno (Nullo y Marín, 1990). El siguiente ciclo, conocido como el Ciclo Magmático Permotriásico, tuvo productos intrusivos y efusivos, estos últimos integrantes del Grupo Choiyoi.

Basándose en el agrupamiento de dataciones radiométricas, el Ciclo Magmático Permotriásico fue dividido en un Subciclo Pérmico inferior y un Subciclo Permotriásico; las edades absolutas de este último subciclo resultaron algo más jóvenes en Cordillera Principal con respecto a las determinadas en Cordillera Frontal. Los mismos autores señalaron la posibilidad de que ambos subciclos estuvieran separados por una discordancia de cierta importancia.

Rapalini (1989), en su propuesta estratigráfica, acotó la edad del Grupo Choiyoi, aflorante en el norte de la provincia de Mendoza y la provincia de San Juan, dentro del lapso Pérmico inferior temprano - Pérmico superior.

Freytes (1969), en su correlación de las unidades del Grupo Choiyoi del sur de Mendoza y de la Cordillera del Viento, acotó la edad de esta unidad entre el Pérmico medio y el Triásico superior, basándose en relaciones de campo. En el norte del Neuquén el Grupo Choiyoi se apoya discordantemente sobre la Formación Huaraco o el Granito Huingancó, unidades asignadas al Carbonífero superior y al Pérmico medio respectivamente, por lo cual se lo asigna al Pérmico superior a Triásico medio (Rovere *et al.*, 2004). En el sur de Mendoza, las volcanitas del Grupo Choiyoi son cubiertas por sedimentitas de la Formación Remoredo atribuida al Jurásico inferior (Stipanovic y Manceñido, 2002).

Algunos autores señalaron la simultaneidad del emplazamiento del batolito de Colangüil en la Cordillera Frontal con las primeras efusiones del Grupo Choiyoi (Llambías *et al.*, 1990; Llambías y Sato, 1990). Así, los primeros autores deducen una edad para el comienzo del Grupo Choiyoi en Colangüil comprendida entre los 265 y 275 Ma, lo cual concuerda con una datación Rb/Sr sobre ignimbritas andesíticas del mismo perfil, que arrojó una edad de 256 +/- 6 Ma (Shaw *et al.*, 1990). Por tanto, estas determinaciones hacen descender la antigüedad de la base del Grupo Choiyoi a la parte media del Pérmico inferior, con relación a la propuesta de Llambías y Caminos (1987).

Las rocas del Grupo Choiyoi en la región estudiada son litológicamente similares a las rocas descriptas por Nullo (1985) en la zona del arroyo El Seguro. Los autores consultados en general asignaron a las volcanitas del Grupo Choiyoi en la región del arroyo El Desecho al Pérmico-Triásico Medio (López Fontenla, 1984; Sardín, 1984; Re, 1985).

Las fenoriolitas que representan, como se mencionó, al Grupo Choiyoi en el valle del río Grande, son petrográficamente afines al intrusivo fenoriolítico (“riodacítico”) de la margen norte del arroyo El Desecho, estudiado por López Fontenla (1984), quien lo asignó a esta unidad. A su vez, las riolitas de ambas áreas se asemejan a las que integran el Miembro Riolítico de la Formación Cara - Cura (Freytes, 1969), aunque no se puede establecer una correlación litológica segura debido a la falta de descripciones petrográficas detalladas y a la gran distancia que separa la región de la sierra de Cara - Cura (localidad tipo de la formación homónima), sumado al hecho de que todas esas unidades muestran importantes acuñaientos.

Con referencia a edad del Grupo Choiyoi en la zona estudiada, se lo asigna al intervalo Permotriásico s.l., más precisamente al Pérmico superior – Triásico medio, por correlación con la región que se extiende entre la sierra de Reyes y Bardas Blancas, y con la Cordillera Frontal.

## 2.3. MESOZOICO

### 2.3.1. TRIÁSICO SUPERIOR

#### Grupo Tronquimalal (3)

*Conglomerados, areniscas*

##### *Antecedentes*

Esta unidad fue descrita originalmente como “Sedimentitas triásicas” por Groeber (1947b) y más tarde mencionada por Groeber y Stipanovic (1953). Stipanovic (1979) fue el primero en denominar con el nombre del epígrafe a esta unidad, que incluye a las Formaciones Chihuido (Stipanovic, 1949) y Llantenes (Stipanovic, 1949, Menéndez, 1951) aflorantes en el área centro-sur de la comarca en análisis. Por razones de escala, en el mapa geológico que acompaña este informe no ha sido posible separar ambas unidades.

##### *Distribución areal*

Los afloramientos de esta unidad en el ámbito de la Hoja están restringidos a las inmediaciones del cerro Chihuido y de los arroyos Llantenes y Tronquimalal, a la altura del kilómetro 347 de la ruta nacional n° 40.

##### *Litología*

El tramo basal del Grupo Tronquimalal (= Formación Chihuido) está constituido por 55 m de conglomera-

dos con clastos angulosos, seguidos de 200 m de conglomerados finos a medianos de colores rojo a castaño rojizo. Los clastos de los conglomerados provienen de rocas volcánicas del Grupo Choiyoi. Hacia arriba la secuencia se torna granodecreciente, llegando a pocos metros de limolitas de color verde a gris. En la secuencia se reconocieron depósitos de canales de barra fluviales, brechas volcánicas, conglomerados y psefitas, todos generados por flujos hiperconcentrados.

En concordancia se dispone la Formación Llantenes, compuesta por pelitas oscuras, con un espesor de 160 m, en las que se intercalan en su parte media, 50 m de areniscas de grano mediano y conglomerados finos con un espesor aproximado de 30 metros. En los términos superiores del perfil se acentúa la presencia de niveles piroclásticos, debido a la acción del volcanismo ubicado al oeste del área.

##### *Paleontología*

Los niveles de grano fino de la Formación Llantenes contienen una importante flora fósil (Stipanovic, 1949, 1983; Menéndez, 1951) entre las que se puede citar: *Cladophlebis oblonga* Halle, *C. denticulata*, *C. antartica* (Nath.) Halle, *Copiapea plicatella*, *Chropteris copiapensis*, *Linguifolium diemense*, *Taeniopteris stenophylla* Krist, *Sphenopteris membranosa* Feint., *Yabeiella mareyesiaca*, *Y. brackebuschiana*, *Dicroidium odontopteroides*, *D. lancifolium*, *D. xuberi*, *Xylopteris argentina*, *X. elongata* var. *rigida*, *X. elongata* var. *irregularis* Stip. & Bonetti, *Ginkgoidium nethorsti* York, *Ctenis takamiana* Oishi & Hurtz y *Nilssonina princeps* (O. & M.) Sew. Entre los palinomorfos se destaca la presencia de taxones exclusivamente triásicos asociados al género *Classopollis* (Volkheimer y Papú, 1993, Zavattieri, 1995).

##### *Ambiente*

El ambiente de sedimentación de esta unidad caracteriza un modelo fluvio-deltaico que pasa progresivamente a un sistema lacustre (véase Volkheimer y Papú, 1993).

##### *Relaciones estratigráficas*

Se infiere que el Grupo Tronquimalal se apoya en discordancia sobre el Grupo Choiyoi, en tanto que en su localidad tipo es cubierto en discordancia por la Formación Remoredo. Está intruido por el Granito y pórfido del Chihuido.

### *Edad y correlaciones*

De acuerdo con el contenido paleontológico de estas unidades, se asignó todo el conjunto al Triásico superior (Stipanovic, 1949; Menéndez, 1951; Groeber y Stipanovic, 1953). Volkheimer y Papú (1993), basados en la presencia de *Classopolis* sp., asignaron el conjunto al Triásico superior (Neotriásico). Artabe *et al.* (1995) atribuyeron la parte basal del Grupo Tronquimal al Triásico medio tardío y al Triásico superior temprano.

### **Granito y pórfido del Chihuido (4)**

*Granitos, pórfidos graníticos*

En el sector central del anticlinal del Chihuido, al sur de la localidad de Malargüe por la ruta nacional n°40, se dispone un cuerpo granítico porfírico, descrito por numerosos investigadores entre los que se cita a Backlund (1923), Groeber y Stipanovic (1953) y Dessanti (1973).

Stipanovic (1967) efectuó numerosos estudios radimétricos de muestras provenientes de varias zonas del país. Una de las muestras era proveniente del cuerpo granítico que intruye a las secuencias sedimentarias del Grupo Tronquimal, cuya relación estratigráfica ya había sido observada por numerosos investigadores.

El cuerpo está constituido por un pórfido granítico de color rosado claro a grisáceo, con textura holocrystalina, con cristales de feldespato, oligoclasa, cuarzo y escasa biotita. Las rocas pasan lateralmente a variedades más lávicas y en otras oportunidades a piroclásticas. En los casos piroclásticos, las volcanitas tienen colores violáceos.

La muestra de granito porfírico arrojó un valor de  $194 \pm 25$  Ma (Stipanovic, 1967) que lo ubica en el Triásico superior más alto.

### **Formación Remoredo (5)**

*Areniscas, pelitas, conglomerados, calizas, tobas*

#### *Antecedentes*

La Formación Remoredo fue descrita por primera vez por Stipanovic y Mingramm (en Groeber y Stipanovic, 1953), quienes denominaron a estas secuencias como "Serie Remoredo" o "Remoderense", encontrándose su localidad tipo en la quebrada de Remoredo, sobre el flanco occidental de la sierra de Reyes. Dichos autores correlacionaron esta unidad con afloramientos en el anticlinal de Malargüe, sie-

rra Azul, Bardas Blancas y el área de Las Leñas. Stipanovic (1983) y Gulisano *et al.* (1984) relacionaron la Formación Remoredo con la Formación Planicie Morada (Digregorio, 1972) en el estemendocino y con la Formación Piedra del Águila en el suroeste del Neuquén. Gorroño *et al.* (1984) mencionaron a la Formación Remoredo en el área de Malargüe, en donde la secuencia pasa a facies marinas con pulsos menores continentales. También fueron correlacionadas con esta unidad las Formaciones El Freno (Reijestein, 1967) y Puesto Araya (Volkheimer, 1978). Legarreta *et al.* (1993) mantuvieron el criterio de considerar en esta unidad términos continentales en la base y el inicio de una secuencia marina en sus términos superiores. Recientemente, Stipanovic y Manceñido (2002) realizaron una completa revisión de esta unidad.

#### *Distribución areal*

En la comarca los afloramientos se disponen al norte y sobre ambos márgenes del río Grande, desde algo al norte del arroyo El Seguro hasta el arroyo Montañés por el oeste y hasta el arroyo Totorá por el este. Otra secuencia aflora en el arroyo El Fierro, llegando hasta el Infiernillo y de allí hasta el oeste del valle de Las Leñas.

#### *Litología*

La unidad aquí reconocida está caracterizada por una secuencia de rocas clásticas y subordinadamente piroclásticas. El espesor es variable, dependiendo del lugar donde se exponga. Su coloración es rojiza a morada oscura o castaño rojiza.

En el área del arroyo Montañés los estratos están constituidos por potentes exposiciones de areniscas líticas de grano mediano a fino, la composición es cuarzo-micácea, de color borra de vino, estratificadas en bancos delgados de hasta 0,15 m de potencia, con buena estratificación y abundantes marcas de flujos y estratificación fina. En algunos tramos son granodecrecientes, con marcas de fondo, intercalándose niveles finos arcillosos. En la base existen niveles conglomerádicos finos, con clastos bien redondeados de rocas volcánicas. El espesor medido en el corte del río Grande es de 450 m, localizándose el máximo en el cerro Tricolor.

En el tramo superior se reconocieron facies calcáreas y piroclásticas (Lanés y Palma, 1998) compuestas por *mudstones* de color gris oscuro, laminados o macizos de color verde a gris verdoso (30 a 50

cm de espesor) y *wackestones* de color gris oscuro, con gradación inversa, en capas de 15 a 20 cm de potencia. En ellas se encontraron valvas de ostrácodos y pelecípodos de agua dulce, oncolitos e intraclastos micríticos. En los sectores basales se reconocieron *packstones* de color gris oscuro, en capas de 30 a 50 cm de espesor. Se trata de verdaderas "oncolitas" con contactos netos del material que las constituye. También se observaron facies piroclásticas caracterizadas por tobas fenoandesíticas, de color castaño claro, con gradación normal y presencia de *lapilli*, de composición andesítica de hasta 8 cm de diámetro, con matriz vitroclástica en vías de desvitrificación. Por arriba se disponen tobas con abundantes marcas de tallos y restos fragmentados carbonosos. Los oncoides presentes fueron clasificados por Lanés y Palma (1998) como Spongiostromatas (Monty, 1976, 1981), mientras que los ostrácodos están caracterizados por las subfamilias Darwinulaceae e Iliocypridinae, típicas de ambientes de agua dulce (Bertels com. verb., en Lanés y Palma, 1998).

En el arroyo Bardita, sobre la desembocadura con el río Grande, esta unidad se dispone por arriba del Grupo Choiyoi y está compuesta por areniscas de grano mediano a fino, con participación de niveles de conglomerados finos subordinados. La secuencia es de color borra de vino, en bancos de hasta 1 m de potencia. El espesor medido máximo es de 42 m y se presenta afectado tectónicamente.

#### *Ambiente*

Legarreta y Gulisano (1989) y Legarreta *et al.* (1993) consideraron que la Formación Remoredo se generó en depocentros relativamente aislados, independientes de influencias marinas, correspondiendo a un ambiente de sedimentación continental caracterizado por sedimentación fluvial y desarrollo de abanicos aluviales en la base y ambientes lacustres portadores de ostrácodos de agua dulce en las partes depocentrales.

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Remoredo se asienta en discordancia angular sobre un fuerte relieve enmarcado en el Grupo Choiyoi, o bien sobre la Formación Llantenes. En el cerro Tricolor está cubierta en aparente concordancia por sedimentitas de la Formación Puesto Araya, con fósiles marinos del Pliensbachiano tardío y del Toarciano temprano

(Lanés y Palma, 1998). En la quebrada de Santa Elena, es cubierta por los depósitos marinos someros de la Formación Lajas.

#### *Edad y correlaciones*

Stipanovic y Mingramm (1952) ubicaron estas secuencias de la sierra de Reyes, en el Triásico superior (Noreense), extrapolándolas hasta los afloramientos de Bardas Blancas. Gorroño *et al.* (1984) correlacionaron esta unidad con las Formaciones El Freno y Puesto Araya, asignándolas al Liásico s.l. Por su disposición discordante sobre la Formación Llantenes con Flora de *Dicroidium* y la ausencia de fósiles en los depósitos continentales, se la ubica en el Triásico superior, con probabilidad de alcanzar el Hettangiano.

### 2.3.2. JURÁSICO

#### 2.3.2.1. Sinemuriano - Toarciano

#### **Formación Puesto Araya (6)**

*Areniscas, conglomerados, tobas*

#### *Antecedentes*

La Formación Puesto Araya fue propuesta por Volkheimer (1970), encontrándose su localidad tipo en la ladera norte del valle del río Atuel y en la margen derecha del arroyo Blanco. La misma agrupa un conjunto de areniscas finas a gruesas, con intercalaciones de bancos de tobas, de colores castaño a pardo verdoso. Un trabajo de detalle de estas secuencias (Lanés, 1996) permitió determinar la presencia de cinco litofacies, basadas en las características litológicas, estructuras sedimentarias, geometría y espesor de las acumulaciones, tipos de contactos y su contenido fosilífero.

#### *Distribución areal*

En la comarca en análisis esta unidad aflora al oeste del valle de Las Leñas, en forma de franja norte-sur, asomando en los sectores donde se produjo el levantamiento estructural de la escama tectónica de Las Leñas.

#### *Litología*

La secuencia, de algo más de 60 m de espesor, comienza con un ortoconglomerado basal, con clastos bien redondeados de rocas volcánicas provenientes

del Grupo Choiyoi, de color verde. Siguen bancos de areniscas bioclásticas macizas, o con gradación normal, areniscas de grano grueso con estratificación entrecruzada, continuando con areniscas medianas y gruesas con estratificación entrecruzada en artesa. En los tramos superiores del perfil se disponen areniscas de grano fino, con estratificación entrecruzada *hummocky*, con intercalaciones de tobas macizas con estratificación plana. Un aspecto a destacar de esta secuencia son los depósitos de areniscas bioclásticas, integradas por pavimentos de fósiles suborientados junto con individuos en posición de vida.

### Paleontología

El contenido paleontológico de la macrofauna y microfauna de esta secuencia ha sido determinado por Blasco (1984) y Lanés (1996), estando caracterizado por:

Bivalvos: *Cucullaea* sp., *Modiolus gerthi*, *Pteroperma* sp., *Weyla* (*Weyla*) *alata*, *Eopecten* sp., *Entolium* sp., *Chlamys textoria*, *Frenguelliella tapiiai*, *Groeberella neuquensis*, *Pseudolimea* ex. gr. *duplicata*, *Pholadomya* sp. 1, *Pholadomya* sp. 2, *Pholadomya* sp. 2 cf. *corrugata*, *Pleuromya* sp. 2, *Astarte* sp. y *Lucina payalefi*.

Ammonites: *Eodedoceras* sp., *Dayiceras* sp. y *Austromorphites beherendseni*.

Braquiópodos: *Spiriferina hartmanni*, *Spiriferina* cf. *walcotti*, *Rhynchonelloidea buckhardti*, *Lobothyris* sp., *Squamiplana* sp., *Squamiplana* cf. *davidsoni*, *Exceptothyris bodenbenderi*.

Foraminíferos: *Lenticulina varians*, *Lenticulina varians suturalicostata*, *Lenticulina gottingsensis*, *Astacolus* sp., *Vaginulopsis* sp., *Pseudonosaria vulgata*, *Pseudonosaria* sp., *Lingulina tenera tenera*, *Fronicularia brizaeformis*, *Planularia protracta* y *Planularia* sp.

### Ambiente

Las asociaciones faunísticas denotan un ambiente marino somero y oxigenado propicio para el desarrollo de la vida, con una conexión semipermanente con el fondo marino. La facies conglomerádica indica depositación por corrientes tractivas de alta competencia no canalizadas, desarrolladas por arriba del nivel de base de ola en el buen tiempo. Son acumulaciones que probablemente se asociaron con con-

glomerados fluviales.

El análisis de los rasgos tafonómicos permitió a Lanés (1996) interpretar a las areniscas bioclásticas macizas como tempestitas amalgamadas, producto de la acción de tormentas por encima del nivel de base de ola de buen tiempo (*shoreface*), correspondiéndose con aquellas facies descritas por Damborenea y Manceñido (1988) como "Depósitos gradados de tormentas".

### Relaciones estratigráficas

El conjunto litológico que integra esta unidad en el cerro Toscoso sobre la margen izquierda del río Grande se dispone discordantemente sobre la Formación Remoredo. En el río Poti Malal engrana lateralmente con la Formación Tres Esquinas (Stipanitic, 1969). En la vecina Hoja 3569-I, Volcán Maipo, sobre el curso del Atuel, se apoya en discordancia sobre la Formación El Freno (Reijenstein, en Stipanitic y Bonetti, 1970).

### Edad y correlaciones

La Formación Puesto Araya, por su contenido faunístico, en especial de ammonites, es ubicada entre el Sinemuriano - Toarciano (Damborenea y Manceñido, 1993), pudiendo alcanzar eventualmente el Aaleniano más bajo. Puede correlacionarse en Neuquén con unidades basales del Grupo Cuyo, como las Formaciones Sierra Chacaicó (Volkheimer, 1973) o La Primavera (Suárez y de la Cruz, 1997).

### 2.3.2.2. Aaleniano – Calloviano inferior

#### Formación Tres Esquinas (7)

*Areniscas, limolitas, lutitas, lutitas calcáreas*

#### Antecedentes

Esta unidad fue descrita inicialmente por Stipanitic (1969) para agrupar a un conjunto de sedimentitas de edad bajociana, que contienen ammonites de las Zonas de *Otoites sauzei* y *Stephanoceras humphriesianum*. La localidad tipo de la Formación Tres Esquinas está ubicada entre los arroyos Blanco y de las Yeseras, en la comarca del valle del Atuel, en el sur de Mendoza. Puede considerarse parcial o totalmente equivalente a lo que más tarde Stipanitic y Bonetti (1970b) denominaron Formación China Muerta. Volkheimer (1970) identificó a estas rocas como Formación El Codo. Riccardi

(1983) ubicó a la Formación China Muerta por arriba de la Formación El Cholo. Volkeimer (1978) aclaró que debería cambiarse el nombre de Formación China Muerta, ya que en el cerro China Muerta no afloran los depósitos en cuestión, por lo cual es preferible mantener el nombre original de Formación Tres Esquinas.

Riccardi y Westermann (1984) utilizaron la denominación de Formación Tres Esquinas para agrupar las sedimentitas de la Formación Los Molles de Stipanovic (1969) o Formación China Muerta de Riccardi (1983).

#### *Distribución areal*

Las sedimentitas de esta unidad afloran en varios sectores de la comarca en estudio. Lo hacen en el cerro Tricolor; hacia el este de la desembocadura del arroyo Bardita; hacia el sur de esta localidad los asomos se reconocen en el arroyo La Vaina, cercanos a la junta con el río Poti Malal.

#### *Litología*

En el cerro Tricolor, a lo largo del tramo norte-sur del río Grande, las litologías son de grano fino, entre las que se destacan areniscas, limolitas y lutitas calcáreas, la coloración predominante es ocre en los tramos basales, castaño rojizo en el centro y negro en los superiores. El espesor de la secuencia es de 300 metros.

Hacia el este de la desembocadura del arroyo Bardita, por arriba de los depósitos de la Formación Remoredo afloran areniscas de grano fino que pasan a lutitas negras en el techo. Los asomos del arroyo La Vaina se caracterizan por presentar areniscas de color castaño amarillento, de grano fino a mediano, con importante estratificación entrecruzada y grano decreciente en los bancos. Se intercalan delgados niveles con pequeños pelecípodos. Hacia el techo las areniscas pasan gradualmente a lutitas y lutitas calcáreas.

#### *Paleontología*

Hacia el techo, las lutitas y lutitas calcáreas contienen concreciones con restos de ammonites entre los que se determinó *Dorsetensia* sp. (Blasco, 1984).

#### *Ambiente*

La unidad fue acumulada en un ambiente marino del tipo *offshore* mediante un régimen de sedimentación predominantemente turbidítico

#### *Relaciones estratigráficas*

En el área del río Poti Malal se dispone discordantemente o a través de contacto tectónico sobre la Formación Remoredo. Engrana lateralmente con la Formación Puesto Araya, siendo a su vez cubierta en discordancia por la Formación Calabozo, ó eventualmente por la Formación Lajas.

#### *Edad y correlaciones*

Stipanovic (1969), por su contenido ammonífero, asignó esta secuencia al Bajociano medio y superior, abarcando las Zonas de *Otoites sauzei* y *Stephanoceras humphriesianum*. Riccardi (1983) ubicó a la Formación China Muerta, total o parcialmente equivalente a la Formación Tres Esquinas, entre el Aaleniano y la parte superior del Bajociano inferior. Riccardi y Westermann (1984) agruparon parte de estas secuencias sedimentarias en la Formación Tres Esquinas, disponiéndose la base en el perfil del cerro Puchenque en la Zona de *Bredya*, mientras que los términos superiores afloran en el perfil del arroyo Blanco con restos de Grossouvriinae del Calloviano bajo (Zona de *Emileia giebeli*). También resulta equivalente a la Formación Los Molles (Weaver, 1931), de amplio desarrollo en la porción meridional de la cuenca Neuquina.

Legarreta *et al.* (1993) en la columna sintética de la evolución de la cuenca Neuquina en el sur de Mendoza, agruparon en la Formación Tres Esquinas a los tipos litológicos que marcaron el *onlap* costero que abarca desde el Aaleniano hasta el Bathoniano y eventualmente el Calloviano inferior.

#### 2.3.2.3. Bathoniano - Calloviano inferior

##### **Formación Lajas (8)**

*Areniscas calcáreas, conglomerados*

#### *Antecedentes*

Esta unidad fue nominada originalmente por Weaver (1931), encontrándose su localidad tipo en el faldeo occidental de la sierra de Vaca Muerta en la provincia del Neuquén. Está caracterizada por una secuencia clástica, compuesta por areniscas finas y medianas, así como conglomerados finos. Una revisión completa sobre los antecedentes disponibles de esta unidad fue realizada por Riccardi (1993).

La Formación Lajas en el área en análisis caracteriza aquellos depósitos menos profundos, de borde

de playa o litorales y son equivalentes lateralmente con aquellos más profundos, que se agruparon y describen dentro de la Formación Tres Esquinas (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta *et al.*, 1993).

#### *Distribución areal*

Los afloramientos de esta unidad se distribuyen al este y oeste de la comarca, engranando en los asomos centrales con la Formación Tres Esquinas. Por el oeste afloran en la quebrada de Santa Elena, disponiéndose por arriba de los paquetes clásticos rojos de la Formación Remoredo, mientras que en las vecindades de Bardas Blancas se la observa por debajo de la Formación Calabozo.

#### *Litología*

La secuencia está compuesta por areniscas calcáreas de color castaño claro a grisáceo y conglomerados finos que llegan hasta muy gruesos. Se destacan estructuras internas de estratificación entrecruzada, superficies de incisión y estratificación granodecreciente, marcando un cambio brusco en la energía del medio de sedimentación.

#### *Paleontología*

Legarreta *et al.* (1993) citaron la presencia de los ammonites *Stehnocephalites gerthi*, *Xenocephalites* sp. y *Neuquenicerias* sp. Riccardi *et al.* (1993) ubicaron esta asociación en la Zona de Vergarensis, con *Eurycephalites* cf. *vergarensis* Buck., *Xenocephalites* sp. y *Neuquenicerias* sp.

#### *Ambiente*

La Formación Lajas a sido depositada en un ambiente marino somero correspondiente al segmento de nearshore, donde se desarrollan las facies correspondientes.

#### *Relaciones estratigráficas*

En el cerro de Las Vadas, en el sector septentrional de la Hoja y en la comarca del río Poti Malal, la Formación Lajas se dispone por arriba de los paquetes clásticos rojos de la Formación Remoredo. En esta última localidad cubre a la Formación Puesto Araya, siendo cubierta por las Formaciones La Manga y Calabozo.

#### *Edad y correlaciones*

Legarreta *et al.* (1993) asignaron esta unidad al Bathoniano – Calloviano inferior, en tanto que Riccardi *et al.* (1993), sobre la base de las zonas de amonites identificadas, la ubican en la base del Calloviano inferior.

#### **Formación Calabozo (9)**

*Calizas, limolitas, dolomitas, brechas calcáreas*

#### *Antecedentes*

Esta unidad fue introducida en la estratigrafía de la comarca por Dessanti (1973, 1978), estando compuesta por sedimentitas calcáreas impuras. Durante largo tiempo esta denominación no fue utilizada hasta que Legarreta *et al.* (1993) la reintrodujeron para caracterizar un ciclo sedimentario independiente dentro de esta comarca.

#### *Distribución areal*

Los asomos se distribuyen principalmente en el área del anticlinal de Bardas Blancas (Foto 1), sobre ambos flancos y en el cierre de la estructura de la sierra Puchenque, al norte del río Grande.

#### *Litología*

La unidad está formada mayormente por bancos de calizas, con intercalaciones de limolitas. Estas secuencias carbonáticas, que alcanzan un espesor aproximado de 50 a 70 m, también incluyen calcáreos dolomíticos y brechas calcáreas de color gris claro.

#### *Ambiente*

Se interpreta que esta unidad representa una rampa carbonática depositada en un ambiente marino litoral, gradando progresivamente a ambientes de plataforma externa (véase Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

#### *Relaciones estratigráficas*

En el río Poti Malal su base descansa directamente sobre el Grupo Choiyoi ó bien en discordancia sobre las areniscas calcáreas de la Formación Tres Esquinas, con las que engranan también lateralmente. A su vez, es cubierta por las Formaciones Tábanos, La Manga o Auquilco.

### Edad y correlaciones

Dessanti (1973, 1978) ubicó esta unidad dentro del Oxfordiano, mientras que Legarreta *et al.* (1993) y Gulisano (1993) la asignaron al lapso Bathoniano superior - Calloviano inferior, por la presencia de *Rehmannia* sp., *Choffatia* sp. y restos de Grossouvrinae, criterio que se sigue en este trabajo.

#### 2.3.2.4. Calloviano medio - superior

### Formación Tábanos (10)

Yeso, calizas, pelitas

#### Antecedentes

Esta unidad fue originalmente descrita por Stipanovic (1969) en el sur de Mendoza, proponiendo como su localidad tipo el área del arroyo Tábanos (S 34° 48' - O 69° 42'). Una síntesis de la amplia discusión sobre esta unidad fue proporcionada por Dellapé *et al.* (1979).

#### Distribución areal

La Formación Tábanos se encuentra bien aflorada al sur de la comarca, en el arroyo La Vaina. Sin embargo, allí los espesores son poco potentes, lo que impide en parte determinar claramente la presencia de esta unidad en numerosos perfiles. Hacia el este el espesor alcanza los 15 m, mientras que al oeste la secuencia está erosionada.

#### Litología

En el arroyo La Vaina, los afloramientos están caracterizados por delgados bancos de yeso, bien estratificados, de color gris blanquecino, con delgadas intercalaciones de calizas y lentes de pelitas oscuras.

#### Ambiente

Esta unidad representa una importante y breve caída del nivel del mar, dando como resultado la sedimentación de niveles de evaporitas y pelitas de ambiente parálico asociadas, en un contexto hipersalino marino somero, con algunas periódicas exposiciones subaéreas. Se infiere que en la base de esta unidad existe un límite de secuencia relacionado con una acentuación de la somerización

de la cuenca, ya iniciada con la depositación de la Formación Lajas, que produce como resultado su virtual desecación.

#### Relaciones estratigráficas

La Formación Tábanos cubre concordantemente a la Formación Tres Esquinas y es cubierta a su vez en discordancia en el arroyo La Vaina por la Formación La Manga

#### Edad y correlaciones

Inicialmente las rocas de esta unidad habían sido incluidas en la Formación Auquilco (Leanza, 1946; Leanza y Zöllner, 1949). Westermann (1967) describió la presencia de *Reineckeia* cf. *antipoda* (Gottsche) en areniscas de 20 m de potencia, dispuestas por arriba del nivel evaporítico en la localidad de Chacay Melehue, las que correlacionó con las rocas de la Formación Tábanos, antes que con los niveles de la Formación Auquilco. Con este elemento, las evaporitas de Chacay Melehue se ubican en el Calloviano medio. Legarreta *et al.* (1993) también las ubican en el Calloviano medio.

En el área aquí descrita, la Formación Tábanos no tiene elementos paleontológicos que atestigüen su edad, pero por las razones expuestas se la asigna al Calloviano medio - superior.

#### 2.3.2.5. Oxfordiano

### Formación La Manga (11)

Calizas, limolitas calcáreas, yeso, chert

#### Antecedentes

La Formación La Manga fue definida por Stipanovic (1966) adecuando el término "Manguense" propuesto previamente por Stipanovic y Mingramm (en Groeber, 1951). Esta clásica unidad del Jurásico argentino, según el término acuñado por Burckhardt (1900), era conocida como "Calizas azules con *Gryphaea*" (véase también Groeber, 1929).

#### Distribución areal

Los afloramientos más característicos se disponen en el arroyo La Vaina, en el sector sur de la Hoja, donde pueden observarse claramente sus relaciones estratigráficas. En el área del arroyo Cas-

tillo, al sur del anticlinal de los Altos de Paramillo, los bancos presentan una potencia mayor. Debido a la tectónica compresiva, la unidad muestra estratos intensamente fracturados.

### *Litología*

Está compuesta por bancos de calizas de color gris azulado, bien estratificadas, lajosas, con delgadas intercalaciones de bancos de yeso. En otros casos también se intercalan niveles delgados de chert concrecionales. Lateralmente se pueden observar abultamientos en los planos de estratificación que corresponden a depósitos biohermales, como el observado en el área del arroyo Castillo. En el arroyo La Vaina están constituidos por bancos de calizas lajosas, de 8 a 15 m de potencia, bien estratificados, de colores negro azulado a gris azulado. Presentan los planos de estratificación bien marcados, desarrollándose en ellos marcas de carga y penetración de los niveles superiores. También afloran escasos niveles de chert de 2 a 3 centímetros. Lateralmente se observan variaciones de aspecto y espesor, perdiendo potencia y siendo reemplazados por areniscas calcáreas de grano muy fino.

### *Ambiente*

Estas litologías marcan un ambiente de depositación de facies costeras o plataforma somera, caracterizados por estratos de *grainstones* asociados con facies coralígenas. En sectores de mayor profundidad, se disponen calizas micríticas como las del centro del área, que contienen abultamientos coralino - algales.

### *Relaciones estratigráficas*

La Formación La Manga se dispone en pseudoconcordancia sobre la Formación Tábanos, pasando hacia el techo en forma transicional a la Formación Auquilco. En las cercanías del cerro del Manzano, sobre la margen derecha del río Grande, se apoya sobre el Grupo Choiyoi.

### *Edad y correlaciones*

La edad de esta unidad es considerada tradicionalmente como oxfordiana, siguiendo las determinaciones de Stipanovic (1951, 1966, 1969). La evolución más detallada e integral de la cuenca fue



**Foto 2:** Afloramientos de la Formación Auquilco en el núcleo del anticlinal de La Valenciana sobre el río Malargüe. Al fondo se aprecian volcanitas terciarias del Ciclo Eruptivo Huincán.

interpretada por Legarreta (1976) y Legarreta *et al.* (1993), quienes indicaron que durante el Calloviano tardío y el Oxfordiano temprano tuvo lugar un proceso de restricción paleogeográfica y desecación de la cuenca, instalándose un sistema clástico que pasó a uno carbonático. En subsuelo se puede correlacionar con la Formación Barda Negra de Digregorio (1967).

#### 2.3.2.6. Oxfordiano superior - Kimmeridgiano

##### **Formación Auquilco (12)**

*Yeso, calizas*

##### *Antecedentes*

Los depósitos de esta unidad fueron mencionados inicialmente por Schiller (1912) como “Yeso Principal” para describir una importante cantidad de afloramientos de ese tipo litológico de la cordillera de San Juan y Mendoza. Con posterioridad, Weaver (1931) describió las mismas rocas en la laguna Auquinco, en la provincia del Neuquén, denominándolas “Auquinco Formation”, en tanto que más tarde Groeber (1946) cambió esa designación como For-

mación Auquilco, término ampliamente en uso en nuestros días.

##### *Distribución areal*

En la Hoja los afloramientos de la Formación Auquilco tienen amplia distribución, presentando comúnmente la característica de su aspecto erosionado y de color blanquecino, que se destaca sobre el resto de las litologías de las otras unidades sedimentarias, por ejemplo en el núcleo del anticlinal de La Valenciana (Foto 2) o en las Loicas, al este del río Chico (Foto 3). También puede observársela en el cerro Puchenque (Foto 4) y en la estructura volcada en el área donde el río Salado sale del área montañosa. En el sur de la comarca aflora en el arroyo Bardita, sobre el río Grande y hacia el norte en la desembocadura del arroyo Calqueque. También está expuesta sobre el límite internacional al oeste del valle Grande.

##### *Litología*

Esta unidad está constituida casi en su totalidad por depósitos de yeso, de color blanquecino, en algunos casos laminados, en otros masivos. En



**Foto 3:** Anticlinal volcado con núcleo de la Formación Auquilco en Las Loicas, al este del río Chico.

otras oportunidades se intercalan bancos de calizas de color gris claro a amarillento. Los espesores promedio son de 150 a 200 m como máximo.

#### *Ambiente*

La Formación Auquilco corresponde a un ambiente marino poco profundo y muy restringido, con salinidad elevada, donde los cuerpos evaporíticos de yeso alternan en cortas distancias con calizas de naturaleza criptoalgal y clásticos de grano fino. Esta litofacies implica una virtual desecación de la cuenca (véase Digregorio, 1972; Digregorio y Uliana, 1980, Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Auquilco cubre en forma transicional a la Formación La Manga y es cubierta en discordancia por la Formación Tordillo.

#### *Edad y correlaciones*

La edad de la Formación Auquilco está determinada principalmente por las relaciones con la

infrayacente Formación La Manga, y se considera que su edad corresponde al Oxfordiano superior (véase Gulisano y Damborenea, 1993), pudiendo eventualmente alcanzar hasta el Kimmeridgiano medio.

### 2.3.3. JURÁSICO SUPERIOR - CRETÁCICO INFERIOR

#### ÁNDICO

Se agrupa con este nombre a un conjunto de unidades estratigráficas que conformaron, durante la evolución paleogeográfica del área, un ciclo sedimentario que abarca desde el Jurásico superior hasta el Cretácico inferior. Han sido varias las propuestas formacionales y diferentes los puntos de vista para su aplicación.

Groeber (1946) incluyó a la Formación Tordillo como la culminación del ciclo marino anterior; mientras que Stipanovic (1969) la ubicó en el Preándico. Digregorio y Uliana (1980) al tratar a la cuenca integralmente, separaron la Formación Tordillo en dos, una inferior que era ubicada en el Ciclo Chacayano y una superior en el Ciclo Ándico. Sin embargo, estos autores iniciaban el Ciclo Ándico con el Grupo Mendoza.



**Foto 4:** Secuencia homoclinal del cerro Puchenque, localidad clásica de las sedimentitas liásicas, sobre las que se apoyan secuencias de la Formación Auquilco.

Leanza *et al.* (1978), Leanza y Hugo (1978) y Leanza (1981) propusieron la denominación de Supergrupo Andico, que comenzaba con la Formación Tordillo, como primer elemento de la sedimentación antes de la ingesión marina. Legarreta *et al.* (1981) distinguieron las dos secciones de esta unidad. La inferior se ubica como culminación del Ciclo Lias-Dogger mientras que la otra es el comienzo del Ciclo Andico. Entre ambas se ubican los Movimientos Araucanos. Este esquema es compartido en varios trabajos como los de Malumián *et al.* (1983) y Legarreta *et al.* (1993).

### 2.3.3.1. Kimmeridgiano

#### **Formación Tordillo (13)**

*Areniscas, conglomerados*

##### *Antecedentes*

La Formación Tordillo fue definida por Groeber (1946) como “Tordillense”, denominación tomada del río Tordillo, afluente del río Grande, al norte de la Hoja. Con anterioridad había sido reconocida por Gerth (1928) en esta comarca como “Areniscas Coloradas y Conglomerados del Malm”. Más tarde fue estudiada en detalle por Gulisano (1985).

##### *Distribución areal*

Los afloramientos se distribuyen en forma muy amplia, como fajas alargadas de dirección norte-sur. La mayor parte de los afloramientos se presentan muy tectonizados, acompañando a los despegues del yeso de la Formación Auquilco.

Hacia el oeste de la comarca, esta secuencia sedimentaria se interdigita con mantos de rocas volcánicas, principalmente de composición basáltica. En el área al oeste del valle de Las Leñas, los afloramientos inclinan suavemente al oeste.

##### *Litología*

Esta unidad muestra aspectos diferentes que han permitido separarla en dos miembros, el inferior, de color rojo o Miembro Morado y otro superior, de color verde o Miembro Verde. Para Dessanti (1978) esta unidad llega a tener 600 m de potencia. El espesor de ambos miembros es relativamente constante. El Miembro Morado (inferior) alcanza un espesor superior, comprendido entre 200 hasta los 300 m, mientras que el Miembro Verde (superior), de menor es-

pesor, alcanza los 70 metros. Antes de arribar al valle Hermoso, se observó un manto basáltico intercalado en la unidad. Estas secuencias lávicas constituyen un proceso extensivo dentro de la evolución geotectónica de la cuenca.

El Miembro Morado está caracterizado por la alternancia de areniscas y limolitas tobáceas, con abundantes marcas de ondulitas y grietas de desecación. El color predominante es morado a castaño rojizo. Los afloramientos se distribuyen en forma muy amplia, sobre ambos márgenes del río Grande, en tanto que en el frente oriental conforman fajas casi continuas de tendido norte-sur, acompañando los afloramientos de la Formación Auquilco. En el área del arroyo Calqueque, en su desembocadura en el río Grande, se ha levantado el perfil que se detalla a continuación:

Techo: Formación Vaca Muerta

80 m Areniscas de grano fino, de color castaño rojizo a rojo de ladrillo, intercalándose hacia el techo niveles de areniscas tobáceas finas de color verdoso. En algunos bancos el cemento es algo calcáreo.

50 m Areniscas conglomerádicas, en bancos de 1 a 1,5 m de potencia de color castaño grisáceo a rojo de ladrillo claro. Los clastos son angulosos, de cuarcitas, cuarzo y escasas calizas. La matriz es arenosa de grano mediano.

30 m Areniscas de grano fino, de composición arcósica de color castaño grisáceo.

Base: Formación Auquilco

El Miembro Verde sucede en concordancia al Miembro Morado y se caracteriza por areniscas y lentes de conglomerados finos de color verde ceniza a verde azulado. El espesor de esta sección alcanza los 80 m, siendo su distribución coincidente con los asomos del Miembro Morado.

##### *Ambiente*

La Formación Tordillo representa condiciones de sedimentación continental con características propias de la porción distal de llanuras pedemontanas (fluvial de baja energía a barreal), en tanto que las arcillitas verdosas de la parte superior se interpreta que representan condiciones de ambiente de sedimentación de tipo lacustre. Estudios sobre el paleoambiente de esta unidad se deben a Gulisano (1985) y Arregui (1993).

### Relaciones estratigráficas

La Formación Tordillo cubre mediante una clara discordancia (Araucánica) a la Formación Auquilco, y es cubierta paraconcordantemente a través de un límite de secuencia por las sedimentitas bituminosas marinas de la Formación Vaca Muerta.

### Edad y correlaciones

Por su ubicación estratigráfica flanqueado por secuencias marinas ammonitíferas presentes en estas unidades, se asigna esta unidad al Kimmeridgiano, pudiendo llegar al Tithoniano basal.

#### 2.3.3.2. Tithoniano inferior tardío - Barremiano

#### Grupo Mendoza (14)

*Pelitas, pelitas calcáreas, limolitas, areniscas finas, calizas, coquinas*

El Grupo Mendoza incluye en las áreas centrales de la cuenca a las Formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio (Weaver, 1931). Para el área del río Salado, Leanza *et al.* (1978), Leanza y Hugo (1978) y Leanza (1981) propusieron la utilización de Formación Mendoza (Dessanti, 1973), llevando a la categoría de miembros a las unidades Vaca Muerta y Chachao y estableciendo un nuevo miembro: Cieneguitas, como equivalente lateral de la Formación Agrio en la provincia del Neuquén. En este trabajo se utiliza el esquema del Grupo Mendoza con las Formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio, las que muestran características bien distintivas, aunque en algunas oportunidades, por la escala del mapeo se han reunido todas dentro del Grupo Mendoza.

La base del Grupo Mendoza ha sido ubicada en el Tithoniano inferior tardío (Zona de Mendozanus), marcada por el inicio de la sedimentación marina sobre la Formación Tordillo, mientras que el techo del Grupo se presenta más incierto. Para Leanza y Hugo (1978) y Legarreta *et al.* (1993) se ubica en el Barremiano (Zona de Groeberi). Para Riccardi *et al.* (1993) el Barremiano está documentado en la sierra de la Cara Cura por Groeber (1933).

#### Formación Vaca Muerta

*Pelitas, pelitas calcáreas, limolitas, calizas*

#### Antecedentes

Esta unidad fue definida por Weaver (1931) para identificar un conjunto de estratos de edad tithoniana,

constituidos por pelitas y calizas oscuras, caracterizadas por una abundante fauna de ammonites. Está compuesta por pelitas oscuras con intercalaciones de bancos calcáreos de color gris oscuro a negro. En general, tiene una potencia máxima de 1.200 m y una amplia distribución areal. Groeber (1946, 1947a, 1947b) estableció su distribución y nomenclatura.

El contenido ammonitífero ha sido detallado por Leanza (1945) y más tarde comparado con otras secuencias de la cuenca por Leanza y Hugo (1978).

#### Distribución areal

En la comarca aflora en numerosas localidades, siempre dispuesta en forma paraconcordante sobre la Formación Tordillo (Miembro Verde). En el perfil del río Pehuenche, la secuencia tiene un espesor de 300 m, continuando hacia el norte por los ríos Turbio, Cajón Grande y otras quebradas menores. Los afloramientos al norte del río Grande se presentan muy tectonizados y no muestran secuencias completas. En general, eso ocurre en la gran mayoría de las exposiciones sobre el sector cordillerano limítrofe con Chile, ya que debido a la tectónica las secuencias son incompletas o están cubiertas por volcanitas o intruidas por cuerpos del Neógeno.

#### Litología

Está compuesta por arcilitas, arcilitas calcáreas y calizas, y subordinadamente, bancos de dolomías. El color en general es negro a gris oscuro. En el área de la junta del río Choica con el Grande, en los términos basales de la secuencia se disponen delgados bancos de pelitas negras conteniendo una fauna de *Virgatospinctes* sp., *Pseudolissoceras zittelli* Burck. y *Lamellaptychus* sp., caracterizando una edad tithoniana inferior alta a tithoniana media. La secuencia continúa con potentes espesores de pelitas de color oscuro, con un alto contenido de cemento calcáreo. En los términos superiores de las secuencias, los bancos contienen *Lissonia riveroi* y *Olcostephanus* sp. que caracterizan el Valanginiano. Otra secuencia similar a la anterior se encuentra al sudoeste del arroyo Bardita. Uno de los perfiles clásicos es el del arroyo del Yeso, afluente del arroyo La Vaina y del sistema del Poti Malal. Este perfil ha sido descrito por Groeber (en Leanza 1945), Groeber (1953) y Leanza y Hugo (1978). La secuencia abarca todo el Grupo Mendoza y tiene una potencia de 352 m, correspondiendo los últimos 4,5 m a la Formación Chachao.

### *Edad y correlaciones*

La Formación Vaca Muerta, teniendo en cuenta su contenido paleontológico, principalmente de ammonites, abarca el intervalo entre el Tithoniano inferior tardío y el Valanginiano inferior (véase Leanza y Hugo, 1978).

### **Formación Chachao**

*Calizas, coquinas*

#### *Antecedentes*

Originalmente de Ferrariis (1968) utilizó esta denominación para caracterizar un conjunto de secuencias contemporáneas de la Formación Vaca Muerta. Más tarde fueron reunidas dentro del Miembro Chachao por Leanza *et al.* (1978). La litología predominante es de calizas masivas, con abundantes coquinas con *Exogyra couloni*. La localidad tipo de esta unidad se encuentra en el cerro Chachao, al sur del cerro Chihuido, dentro del ámbito de la Hoja.

Más tarde, Malumián *et al.* (1983) equipararon a la Formación Chachao con las Formaciones Quintuco y Mulichinco. Numerosos autores utilizan esta denominación, agrupando bancos calcáreos con abundantes coquinas de pelecípodos. Se pueden mencionar estudios detallados como los de Uliana *et al.* (1977), Mombrú *et al.* (1978), Legarreta *et al.* (1981), Legarreta y Kozłowski (1984), Carozzi *et al.* (1981) y Legarreta *et al.* (1993). Legarreta y Kozłowski (1981) dividieron a la unidad en tres miembros, inferior, medio y superior.

#### *Distribución areal*

En el área del anticlinal de Malargüe se pueden individualizar los tres miembros superpuestos, pero a medida que las observaciones se efectúan tanto al norte como al sur, estas divisiones no son reconocibles.

#### *Litología*

La Formación Chachao está caracterizada por un conjunto de calizas arrecifales y coquinas de color castaño amarillento a gris amarillento. El espesor es variable, ya que la unidad se adelgaza hacia el centro de la cuenca. En el área del arroyo del Yeso se ha identificado una secuencia que mide 20 m, mientras que hacia el norte, en el arroyo Salado, el espesor es de 45 metros.

De la observación de las exposiciones, se concuerda con Legarreta y Kozłowski (1981) en que en la comarca se presentan repeticiones tectónicas en esta unidad, debido a su fuerte competencia con respecto a las pelitas infra y suprayacentes que la contienen.

#### *Ambiente*

Las características litológicas y la fauna acompañante, permiten inferir que la unidad se depositó en un ambiente marino de aguas oxigenadas templado – cálidas, poco profundo y de baja energía relativa, correspondiente a una zona infratidal (Carozzi *et al.*, 1981).

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Chachao en el área considerada cubre en concordancia a la Formación Vaca Muerta y es cubierta del mismo modo por la Formación Agrio. En dirección a la provincia del Neuquén engrana lateralmente con los depósitos clásticos de la Formación Mulichinco (Uliana *et al.*, 1977; Mombrú *et al.*, 1978).

#### *Edad y correlaciones*

Esta unidad es tradicionalmente adjudicada al Valanginiano medio por yacer por encima y por debajo de pelitas oscuras con ammonites (Formaciones Vaca Muerta y Agrio, respectivamente) que así lo atestiguan (Leanza y Hugo, 1978). Se la correlaciona habitualmente con la Formación Mulichinco de la región depocentral de la cuenca Neuquina (Uliana *et al.*, 1977).

### **Formación Agrio**

*Pelitas calcáreas, calizas, coquinas*

Con esta unidad, instituida por Weaver (1931), culmina la sedimentación marina del Grupo Mendoza y está integrada por pelitas calcáreas, calizas y niveles de coquinas. En la comarca en estudio se encuentra muy pobremente representada. En los sectores del norte de la presente Hoja, en el área del río Salado, Leanza *et al.* (1978) denominaron esta unidad como Miembro Cieneguitas, teniendo en cuenta la diferencias litológicas existentes con las exposiciones presentes en la localidad tipo de esta unidad sobre ambas márgenes del río Agrio, en el centro de la provincia del Neuquén. No obstante, en el pre-

sente estudio se mantiene el término más arraigado de Formación Agrio con la misma asignación temporal. El espesor promedio de las exposiciones de esta unidad en el arroyo La Resbalosa no supera los 30 metros. En el área de estudio, Aguirre Urreta y Rawson (1993) describieron en el cerro Bayo de la Batra *Paraspiticas* Kilian, del Barremiano inferior. Teniendo en cuenta el contenido paleontológico la Formación Agrio se asigna al lapso Hauteriviano - Barremiano inferior.

### 2.3.3.3. Aptiano - Albiano

#### **Formación Huitrín (15)**

*Yeso, calizas, limolitas, areniscas*

#### *Antecedentes*

Esta unidad fue identificada por primera vez por Groeber (1929). Años más tarde, el mismo Groeber (1946) propuso la denominación de Huitriniano para designar a los mismos estratos, consignando como localidad tipo la comarca de la balsa Huitrín sobre el río Neuquén de la provincia homónima. En la misma oportunidad, Groeber subdividió al Huitriniano en “Chorreadense”, “Troncosense”, “Tosquense”, “Salinense” y “Rinconense”. De acuerdo con nor-

mas de nomenclatura estratigráficas más recientes, el término Huitriniano fue reemplazado por Formación Huitrín (Digregorio, 1972; Uliana *et al.*, 1975a, 1975b; Volkheimer y Salas, 1975, entre otros). No obstante, los alcances y límites de esta clásica unidad han variado sensiblemente según las distintas interpretaciones de los diferentes autores que se encargaron del tema y que sería largo enumerar en éstas líneas.

#### *Distribución areal*

En el ámbito de la Hoja esta unidad se encuentra ampliamente representada, aunque con un espesor reducido. Los espesores promedio son de 80 m, mientras que en otras comarcas pueden llegar a los 500 metros. Buenos afloramientos se observan en las regiones al norte del río Malargüe (Foto 5), al sur del Puesto Rojas (Foto 6) y al sur de El Mollar (Foto 7).

#### *Litología*

La Formación Huitrín está constituida por depósitos de yeso, fangolitas y delgados bancos de calizas, seguidos por potentes bancos de areniscas y limolitas de color rojo. Las capas de evaporitas es-



**Foto 5:** Disposición de la Formación Huitrín sobre las sedimentitas continentales de la Formación Pincheira, marcando la traza del retrocorrimiento de Malargüe, en la comarca al norte del río Malargüe.

tán casi exclusivamente integradas por yeso en cristales de gran tamaño. En algunas oportunidades se depositan bancos de baritina. En los niveles basales se observa el pasaje de los bancos de anhidrita a los depósitos continentales, con cambios graduales en la litología. Comienzan a disponerse bancos de calizas y areniscas calcáreas, que pasan a bancos de areniscas de grano grueso a areniscas conglomerádicas de un espesor entre 2 a 5 m, sobre las cuales se disponen bancos delgados de yeso, en el arroyo Bardita se asocian niveles de baritina. Hacia el techo la secuencia cambia rápidamente a limolitas castaño rojizas para luego pasar a areniscas de grano fino de igual coloración.

#### *Ambiente*

Considerando el conjunto de evidencias litológicas presentes en la Formación Huitrín, Uliana *et al.* (1975a) han estimado que las asociaciones pelita-yeso-caliza corresponden a un medio de agua panda, periódicamente sujeto a la exposición subaérea, con asociación de lagunas someras, sabkhas marginales y barreales extensos, desarrollados en una superficie de escaso gradiente, que permitía el acceso de aguas desde el continente y, en ocasiones, desde el mar. Como resultado, depósi-

tos alternantes de agua marina y dulce pueden reconocerse reiteradamente en el desarrollo vertical de la unidad.

#### *Relaciones estratigráficas*

En el arroyo cajón Grande, en el ángulo sudoccidental de la Hoja, la Formación Huitrín suprayace en discordancia al Grupo Mendoza y es cubierta del mismo modo por la Formación Diamante. En la comarca al este del cerro de la Piedra Sentada, la Formación Huitrín se muestra cabalgando con vergencia al oeste, con un ángulo cercano a los 45°, sobre la Formación Pincheira (Foto 5).

#### *Edad y correlaciones*

En el área de estudio no se han encontrado elementos paleontológicos que determinen la edad de esta unidad. Estratigráficamente, al disponerse por arriba de la Formación Agrio, le correspondería una edad post-barremiana inferior. En otros sectores de la cuenca, Groeber (1953) mencionó la presencia de pelecípodos y gasterópodos de agua dulce a salobre, entre los que se citan: *Corbicula* sp., *Diplodon* sp., *Modiola* sp. y *Melania macrochilinoides*, los que no aportan una edad concreta para los depósitos.



**Foto 6:** Secuencia de bancos calcáreo-dolomíticos del Miembro La Tosca de la Formación Huitrín, al sur de Puesto Rojas.



**Foto 7:** Aspecto del retrocorrimiento oriental delimitado por la Formación Huitrín, al sur de El Mollar.

Por relaciones estratigráficas Malumián *et al.* (1983) la consideraron del Aptiano, en tanto que mediante el estudio de microfloras, Volkheimer y Salas (1975) determinaron, por la presencia de polen de angiospermas, una edad albiata para la secuencia superior de esta unidad, mientras que para los términos inferiores se acepta una edad aptiana. Tras analizar toda la información moderna disponible, tanto estratigráfica como paleontológica, Leanza (2003) adjudicó la Formación Huitrín en su localidad tipo en la provincia del Neuquén al Barremiano tardío – Aptiano temprano. No obstante, en el sur de Mendoza no se dispone todavía de elementos cronológicos contundentes, por lo que se la asigna al Aptiano – Albiano.

#### 2.3.4. CRETÁCICO SUPERIOR

##### 2.3.4.1. Cenomaniano – Campaniano inferior

#### **Formación Diamante (16)**

*Areniscas, conglomerados, limolitas, tufitas*

#### *Antecedentes*

Groeber (1947) propuso la denominación de “Diamantino” para agrupar un conjunto de arenis-

cas, arcilitas y escasos niveles conglomerádicos que se dispone en discordancia angular sobre la Formación Huitrín. Con anterioridad, Herrero Ducloux (1948) ubicó a este conjunto en concordancia sobre la Formación Huitrín. Posteriormente se realizaron numerosos trabajos a fin de esclarecer la posición y ubicación de estos depósitos. Yrigoyen (1979) y Digregorio y Uliana (1980) los correlacionaron con una parte del Grupo Neuquén, en tanto que Nullo *et al.* (1987) los describieron como discordantes sobre la Formación Huitrín.

Debido a lo alejado de las secciones tipo de las unidades formacionales que integran el Grupo Neuquén, se prefiere seguir utilizando esta denominación para las exposiciones de la comarca con el nombre de Formación Diamante, como fue tenido en cuenta por Digregorio y Uliana (1980).

#### *Distribución areal*

Los depósitos de esta unidad se distribuyen principalmente en forma de fajas alargadas en sentido norte-sur, siendo los afloramientos más conspicuos que la unidad infrayacente. Un perfil detallado pudo ser reconocido desde el río Pehuenche hacia el este, hasta el abra Colorada. Los afloramientos hacia el

norte presentan características similares, como los del norte del Cajón, río Chico y arroyo Calqueque. Al norte del río Grande, los asomos se disponen por debajo de las ignimbritas de la Formación Loma Seca, formando el ala de un amplio anticlinal, combinándose con la estructura situada al sur del río Grande.

Al oeste de la sierra de Paramillos continúa una faja de sedimentitas continentales rojizas características de esta unidad. Debido a lo deleznable de la litología, por su menor compactación, los afloramientos se presentan con la acción de fenómenos de asentamiento recientes sobre las escarpas o laderas, por lo que se torna dificultoso encontrar secciones bien expuestas para realizar perfiles detallados.

#### *Litología*

Al este del río Pehuenche, la Formación Diamante está caracterizada por areniscas de grano fino, con intercalaciones de bancos conglomerádicos finos, todos de color rojo a morado. Hacia el techo se intercalan delgados bancos de tufitas y areniscas finas limosas. Al oeste de la sierra de Paramillos se encuentran areniscas de grano mediano, con intercalaciones de capas de conglomerados finos. Los bancos llegan a tener hasta 2 m de potencia. La coloración del conjunto es roja a morado fuerte.

#### *Ambiente*

La génesis de esta unidad se vincula con depósitos intermontanos, los que se desarrollaron con posterioridad o concomitantemente con la primera estructuración de la cordillera, lo cual permitió el cambio de pendiente regional en el régimen de sedimentación mantenido hasta ese momento.

#### *Relaciones estratigráficas*

Al oeste de la sierra de Paramillos se observa la disposición discordante de esta unidad sobre la Formación Huitrín. A su vez, se presenta cubierta o intruida por las volcanitas del Ciclo Eruptivo Huincán.

#### *Edad y correlaciones*

La Formación Diamante es correlacionable con los depósitos del Grupo Neuquén del centro de la cuenca. El Grupo Neuquén se considera que abarca desde el Cenomaniano al Campaniano inferior (Uliana y Dellapé, 1982). De acuerdo con las interpretaciones de correlación, se asigna igual edad a los términos de la Forma-

ción Diamante aflorantes en esta comarca.

#### 2.3.4.2. Campaniano superior - Maastrichtiano

##### **Grupo Malargüe (17)**

*Areniscas, conglomerados, limolitas, calizas, evaporitas*

##### *Antecedentes*

El Grupo Malargüe fue inicialmente denominado por Gerth (1925) como “Estratos de Malargüe”, mientras que Groeber (1946) lo denominó “Malahueyano” ó “Malalhueyano”. En el sur de Mendoza este conjunto litológico ha sido tradicionalmente dividido en tres unidades formacionales: Loncoche (Groeber, 1946), Roca (Weaver, 1927) y Pircala (Boehm, 1934). Dessanti (1973, 1978) agrupó estas tres unidades en la Formación Malargüe, identificando dos secciones o Miembros, uno inferior y otro superior.

##### *Litología*

Este conjunto litológico está integrado por tres principales litofacies (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta *et al.*, 1993). La primera litofacies (Fm. Loncoche) es continental, está integrada por areniscas y subordinadamente por conglomerados. La segunda litofacies (Fm. Roca) es marino-marginal e incluye calizas, evaporitas y areniscas. La litofacies tercera y última (Fm. Pircala) se integra por *grainstones* oolíticos y esqueléticos en capas tabulares.

Por razones de escala de trabajo, en el mapa se han agrupado las Formaciones Loncoche y Roca, bajo la denominación de Grupo Malargüe. Por esta razón, se describen separadamente a los efectos de su reconocimiento en el campo, mientras que la Formación Pircala se ha preferido mapearla junto a la Formación Coihueco.

##### **Formación Loncoche**

*Areniscas, areniscas tobáceas, calizas arenosas, pelitas calcáreas, conglomerados*

Los afloramientos de la Formación Loncoche se refieren principalmente al denominado “Senoniano Lacustre” de Wichmann (1927). Está integrado por niveles clásticos finos a gruesos. Se intercalan bancos de areniscas y pelitas de color rojo a verde claro, con niveles conglomerádicos de color amarillento a rojizo.

Un perfil tipo levantado en la cañada Colorada al oeste de Malargüe está integrado por:

Techo: Formación Roca

- 48 m Areniscas tobáceas de color verde esmeralda con intercalaciones de calizas arenosas con restos de gasterópodos de agua dulce a salobre, entre los que se han reconocido *Diplodon* sp. y *Melania* sp.
- 25 m Areniscas tobáceas de color verde claro a ceniciento, con estratificación entrecruzada e intercalaciones de bancos calcáreos oolíticos.
- 5 m Pelitas calcáreas, muy diagenizadas, de color castaño oscuro a negro.
- 30 m Pelitas verdosas con cemento calcáreo, se intercalan bancos delgados con fauna de pecípodos de agua dulce. Subordinadamente, delgadas intercalaciones de areniscas finas.
- 3 m Areniscas verdosas a castaño rojizas y areniscas de grano mediano a grueso de color similar.
- 34 m Arcilitas astillosas de color verde claro, rosado, rojizo y castaño amarillento.
- 3 m Areniscas castaño rojizas a rosado claro que hacia el techo se tornan conglomerádicas. Los clastos, de tamaño mediano, son de rocas graníticas y volcánicas terciarias.

Base: Formación Diamante

La edad de esta secuencia se basa en la edad asignada a la secuencia superior, debido a que contiene una fauna marina más identificable. Se la ha incluido dentro del Cretácico superior o, más precisamente, en el pre-Maastrichtiano (Camacho, 1969), teniendo en cuenta su relación por debajo de la Formación Roca, sin que se observe que medie discordancia entre ambas unidades.

### Formación Roca

*Calizas, coquinas, pelitas*

La Formación Roca fue descripta originalmente por Weaver (1927, 1931). Con posterioridad, esta ingresión marina de origen atlántico se reconoció en otras áreas del país, evidenciando un único proceso de mar alto que cubrió parte de la Patagonia y los sectores cordilleranos recién estructurados del área de estudio (Weaver, 1927, 1931; Polanski, 1957). En la comarca aflora conjuntamente con la Formación Loncoche. Las sedimentitas que conforman esta unidad consisten en delgados bancos de calizas oolíticas y bioclásticas de color amarillento a gris verdoso intercaladas entre pelitas verdo-

sas, amarillentas y grisáceas. También existen coquinas delgadas pletóricas de restos de invertebrados marinos, aunque en general sus conchillas exhiben un elevado grado de desgaste. Desde el punto de vista paleoambiental, estas sedimentitas representan un ambiente netamente marino poco profundo, acumuladas en general en el segmento de *nearshore*. El espesor promedio de esta unidad alcanza 75 metros.

Entre los invertebrados marinos hallados en las coquinas, Dessanti (1973, 1978) mencionó, en el área de Cañada Colorada, al oeste de Malargüe, y en el perfil del arroyo Loncoche, la presencia de gasterópodos y bivalvos como *Turritela doeringi* Boehm, *Struthulariopsis tumida* Wilckens, *Venericardia burmeisteri* Boehm, *V. iheringi* Boehm, *Hemipecten windhauseni* Fritzche, *Plicatula georgiana* Fritzche, *Exogyra mendozana* Fritzche, *Ostrea clarae* Ihering y *Gryphaea burckhardti* Boehm, entre otros. También es frecuente encontrar, en asociación con estos bivalvos y gasterópodos corales, briozoarios y anélidos. En otros afloramientos se han hallado ammonites del género *Eubaculites*. Sobre la base de su contenido paleontológico, se asigna la Formación Roca, en el sur de Mendoza, al Maastrichtiano (véase Parras *et al.*, 1998).

## 2.4. MESOZOICO - CENOZOICO

### 2.4.1. CRETÁCICO SUPERIOR - PALEÓGENO

#### 2.4.1.1. Maastrichtiano - Paleoceno

#### **Formaciones Pircala y Coihueco (18)**

*Areniscas, limolitas, margas, arcilitas, yeso*

#### *Antecedentes*

Boehm (1934, 1935) utilizó el término "Estratos de Pircala - Coihueco" para designar a las capas terciarias dispuestas por arriba de los "Estratos de Malargüe" (Formación Malargüe). Más tarde, Criado Roque (1950) empleó este término para abarcar las secuencias sedimentarias coincidentes con las descriptas originalmente, refiriéndose a ambas como una sola, destacando que se depositaron durante un período de inactividad tectónica.

Posteriormente, Volkheimer (1978) también le asignó a estas formaciones el mismo período de inactividad y las consideró, como una sola unidad. Este criterio y

la dificultad, en muchos casos, de diferenciarlas, llevó a otros autores a considerarlas como una sola unidad litoestratigráfica (Polanski, 1964; Dessanti, 1978; Caminos, 1979; Yrigoyen, 1979; Bettini, 1982; Stephens *et al.*, 1991). Sin embargo, Combina (1996) y Combina *et al.* (1997) establecieron que existe una pseudoconcordancia entre ambas unidades, separándolas en consecuencia en Formación Pircala y Formación Coihueco.

### *Distribución areal*

La distribución de los afloramientos de las Formaciones Pircala y Coihueco es la misma que la exhibida por las Formaciones Loncoche y Roca (Volkheimer, 1978), quedando restringida a pequeños asomos en el interior de la Cordillera (Yrigoyen 1979).

### **Formación Pircala**

*Areniscas, margas, arcilitas*

#### *Antecedentes*

Fue establecida, como se expresó más arriba, por Boehm (1934, 1935), quién utilizó el término “Estratos de Pircala - Coihueco”. Criado Roque (1950) describió los estratos como areniscas y margas basales, que pasan a arcillas arenosas, que se alternan regularmente con capas de margas blanquecinas. Hacia arriba hay un mayor predominio de areniscas, margas, arcillas fragmentosas, areniscas tobíferas de grano medio a grueso y margas calcáreas silicificadas (aunque el predominio litológico de estos estratos corresponde a margas y areniscas de color violáceo). Delimitados inferior y superiormente se disponen niveles de geodas y concreciones de pedernal rojizo, reniformes, muy duras, del tamaño de un puño. El nivel superior de concreciones separa a esta unidad del “Malalhueyano” (Criado Roque, 1950). Ugarte (1955) coincidió con lo descrito por Criado Roque (1950) y las reconoció a las areniscas de Pircala sobre el río Atuel, mientras que Dessanti (1973) las mapeó en el área de Bardas Blancas.

#### *Litología*

Se levantó un perfil detallado (Figura 2) en un cañadón de orientación este-oeste, situado al oeste de la ruta nacional 40, unos 60 km al norte de la localidad de Malargüe, en la región de las lomas de Coihueco (Foto 8).

Techo: Cubierto por vegetación. Lateralmente hacia el sur, el contacto superior es pseudoconcordante con la Formación Coihueco.

- 4,10 m Areniscas masivas de color castaño muy claro, en cuerpos tabulares, con contacto inferior neto, levemente cóncavo. Se observa una abundancia de nódulos, algunos de areniscas muy finas, aunque la mayoría son de carbonato de calcio micrítico masivo. Los nódulos han destruido toda la estructura, se reconoce pobremente entrecruzada planar de bajo ángulo, muy difusa. Los nódulos tienen forma variada, generando un enrejado ortogonal que se extiende por todo el cuerpo, pero sin llegar a la base del estrato. Tienen un diámetro promedio de 0,04 m, llegando a 0,10 metros.
- 0,60 m Areniscas finas a muy finas, de color castaño rojizo, en cuerpos tabulares de 0,15 m de promedio, masivas, con laminación paralela en pequeña escala, muy difusa. Ocasionalmente muestra bandeados de color verde, probablemente de origen diagenético.
- 2,25 m Areniscas finas verde claras a blanquecinas, en cuerpos tabulares, con contactos netos a erosivos?, masivas. Se han reconocido 15 niveles de areniscas finas blancas, los tres primeros se disponen dentro de la litofacies de pelitas y areniscas, el resto forma un sólo cuerpo con tendencia estratocreciente para continuar estratodecreciente.
- 35 m Arcilita limonítica verde oliva, se intercalan areniscas finas a muy finas, de color castaño rojizo, sin estructura interna.
- 0,15 m Areniscas silíceas, en bancos con contactos netos, masivos, de color verde claro.
- 26 m Arcilita limolítica de color verde oliva, sin estructuras internas observables debido a la intensa erosión en el tubo de órgano.
- 2,60 m Limolita arenosa fina de color verde oliva, sin estructuras observables, se intercalan niveles pisolíticos de calcita de color blanco a gris claro, microesparíticos, con opacos dispersos. Los nódulos se presentan redondeados, arriñonados o fracturados. Se presenta yeso fibroso, en delgadas láminas, dispuestas por debajo de los niveles con nódulos.
- 0,20 m Nivel con nódulos de carbonato silicificado, de color blanco. Los nódulos están bien redondeados.
- 144 m Arcilita limolítica verde oliva, sin estructuras internas, con erosión intensa en tubo de órgano.
- 0,25 m Aglomerados traquíticos. Los clastos se encuentran bien seleccionados, de tamaño guija, alta redondez, matriz verde oliva oscura. No se observa orientación preferencial (RBz: 35°SO). Microscópicamente la matriz es vítrea (25 % del total), altamen-

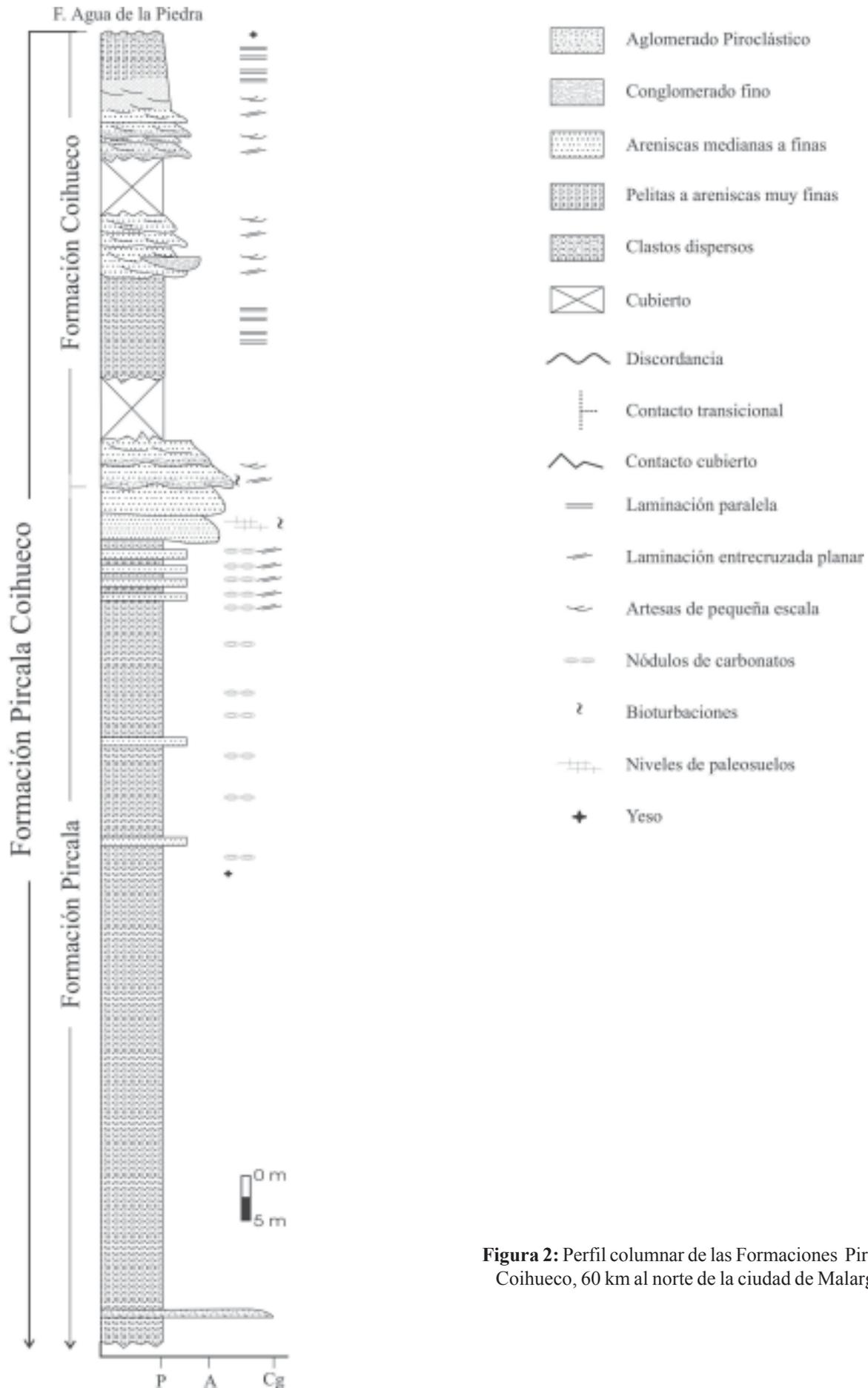


Figura 2: Perfil columnar de las Formaciones Pircala y Coihueco, 60 km al norte de la ciudad de Malargüe.

te alterada a calcedonia radial. Las pocas trizas observadas mantienen los contornos fantasmales.

5,00 m Arcilita limolítica de color verde oliva, sin estructura, erosión intensa en tubo de órgano.

Base: Cubierta

#### Litofacies sedimentarias

Litofacies 1: Arcilita-limolitas verde oliva, intercaladas con arenas finas a muy finas color castaño rojizo, sin estructuras internas. Microscópicamente se observa que los clastos son muy redondeados, con cemento carbonático. Clastos traquíuticos o vítreos (10 a 15 %).

Litofacies 2: Limolita arenosa a margosa, fina, verde oliva, sin estructuras observables. Intercalados delgados niveles de yeso fibroso, en láminas y nódulos redondeados o arriñonados, diámetro de 5 a 15 cm.

Litofacies 3: Bancos tabulares de areniscas muy finas, masivas, de color rojo. Se observa laminación paralela en pequeña escala.

Litofacies 4: Areniscas finas, color blanco a verde claro, bancos tabulares, contactos netos. Se han observado 15 niveles de areniscas finas blancas, los tres primeros se distribuyen dispersos, por arriba de la litofacies 1, el resto conforma un cuerpo intercalado en la litofacies 3, con tendencia estratocreciente.

Litofacies 5: Banco tabular, contacto inferior neto. Areniscas de grano mediano, masivas, color castaño muy claro. Abundancia de nódulos de carbonato de calcio micrítico, los que han destruido las estructuras internas. Se conserva laminación entrecruzada planar de bajo ángulo, muy difusa. Los nódulos tienen varias formas, generando enrejado ortogonal, que se extiende por todo el cuerpo, pero sin llegar a la base del estrato. Tienen un diámetro promedio que varía de menos de 0,1 a 10 cm de diámetro.

Litofacies 6: Banco tabular, con base neta festoneada, de color verde, ligeramente grano-decreciente. Internamente presenta laminación entrecruzada planar de bajo ángulo, muy difusa.

Litofacies 7: Estrato tabular de aglomerado traquíutico. Los clastos están perfectamente seleccio-



**Foto 8:** Contacto entre las pelitas de las Formaciones Pircala y Coihueco y la Formación Agua de la Piedra, al oeste de la ruta nacional n° 40, en la comarca de las lomas de Coihueco.

nados por tamaño (guija) y muestran alto redondeamiento, en una matriz verde oliva oscura, vítrea. No muestran ninguna orientación preferencial.

Las litofacies 1 y 2 han sido depositadas por decantación. El alto porcentaje de material volcánico indica la actividad volcánica contemporánea. Con respecto al origen de los nódulos carbonáticos, Pye *et al.* (1990) y Coleman *et al.* (1993) opinaron que su presencia se relaciona con zonas pantanosas con influencia marina. Sugitani *et al.* (1995) opinaron que las concreciones carbonáticas micríticas se forman principalmente en aguas poco profundas y en sedimentos no consolidados, con presencia de material volcánico.

Las litofacies 3, 4, 5 y 6 pertenecen a un sistema fluvial, donde la litofacies 6 corresponde a un pequeño canal (distributivo?) mientras que la litofacies 5 representa pequeñas barras de desembocadura que quedan expuestas al medio subaéreo. Los nódulos arenosos pueden corresponder a bioturbaciones rellenas con material proveniente del cuerpo superior. El estudio microscópico de los sedimentos de esta litofacies demostró que estas barras han sufrido una pedogénesis incipiente, lo que le confirió una estructura en bloques, borró la estructura primaria y permitió la bioturbación. La litofacies 7 puede ser considerada como un hecho puntual dentro de la sedimentación, un pulso de energía del sistema fluvial, que varió su carga de lecho debido a un probable aumento de la actividad volcánica, en su área de aporte.

#### *Ambiente*

La presencia de nódulos carbonáticos está indicando que existía un medio pantanoso, con influencias marinas; la presencia de pequeños canales y barras marcan un paleoambiente fluvial que alimentaba a este medio pantanoso. Mientras la laguna costera mantenía su capacidad de almacenaje, las condiciones de entradas marinas no variaban, pero al aumentar la continentalización de la laguna costera por progradación del sistema fluvial, el mar se retiró totalmente y en la laguna costera se produjo la pedogénesis.

#### **Formación Coihueco**

*Limolitas, areniscas, margas, arcilitas, yeso*

#### *Antecedentes*

Esta unidad fue introducida por Boehm (1938) como Estratos de Coihueco, posteriormente Criado

Roque (1950) los ubicó en el Terciario inferior. Gorroño *et al.* (1979), como se verá, establecieron una edad para los “Rodados Lustrosos” dentro del Eoceno tardío, por lo que esta unidad es algo más antigua. Bettini (1982) bajó aún más su límite, llevándola al Paleoceno, mientras que a los “Rodados Lustrosos” (autóctonos) correspondientes a la base de la Formación que se le superpone, los ubicó en el límite Paleoceno - Eoceno. Como se verá en la edad de la Formación Agua de la Piedra, los “Rodados Lustrosos” son más jóvenes.

#### *Litología*

Esta unidad comienza con un banco de margas silicificadas que pasan a margas arenosas, con restos vegetales mal conservados, que gradan a arcilitas con bancos calcáreos. La secuencia superior es un complejo de arcilitas, con delgados bancos de yeso. Bettini (1982) y Kozłowski (1984) reconocieron esta unidad en la Cuchilla de la Tristeza, al norte de la comarca, ubicando toda la secuencia por debajo del nivel de los “Rodados Lustrosos” como límite superior.

En las lomas de Coihueco se levantó un perfil detallado de la Formación Coihueco, la cual se dispone a continuación de la Formación Pircala (véase Figura 2), en un cañadón de orientación este-oeste, ubicado al oeste de la ruta nacional 40, unos 60 km al norte de la localidad de Malargüe (Foto 8).

Techo: Discordante con los conglomerados basales de la Formación Agua de la Piedra.

- 1,25 m Conglomerado matriz sostén de color rojo, se presentan en lentes intercalados.
- 0,50 m Areniscas finas a arcilitas, de color rojo a castaño rojizas, granodecrecientes, sin estructuras visibles, con contacto inferior cubierto y superior neto.
- 15 m Cubierto
- 2,75 m Conglomerado fino, matriz sostén, granodecreciente, de color gris verdoso claro. Se presentan en un cuerpo tabular, de base neta erosiva, festoneada y techo cubierto. La matriz es arena gruesa a guijarrosa. En la base del cuerpo se observan conglomerados que pasan gradualmente a un set de arenas gruesas con laminación paralela (de 6 cm c/u) gruesa.
- 3,00 m Areniscas finas a medianas de color rojo, formando un cuerpo tabular. Lateralmente presenta varias lentes amalgamadas. La base es erosiva, festoneada, techo plano (erosionado?). Estructura interna con estratifi-

cación planar cruzada, de pequeña escala (Rbz= 335/49). Las areniscas finas se presentan bioturbadas en la base, mientras que en los cuerpos de granulometría más gruesa, es posible observar los clastos de diferente composición. Estos clastos son de pedernal, calcedonia azul, rocas volcánicas pertenecientes al Grupo Choiyoi y calizas no identificables. Todos muestran redondeamiento y rotura.

Base: Formación Pircala

Litofacies sedimentarias

Litofacies 1: Areniscas finas a limolitas, rojas a castaño rojizas, granodecrecientes, masivas o con laminación paralela de pequeña escala, en estos casos, las pelitas son plásticas cuando están húmedas. Forman bancos tabulares con contacto inferior cubierto y superior neto.

Litofacies 2: Areniscas finas y medianas de color rojo, forman un cuerpo tabular de varias lentes amalgamadas lateralmente. Base erosiva festoneada, techo plano (erosionado?). Internamente estratificación planar cruzada de pequeña escala. Las areniscas finas se presentan muy bioturbadas.

Litofacies 3: Areniscas finas a limolitas, rojas a castaño rojizas, granodecrecientes, masivas, en bancos tabulares, con contacto inferior cubierto y superior neto. Ocasionalmente se presentan estructuras de escape de agua o intercalaciones lenticulares de pelitas rojas.

Litofacies 4: Conglomerado fino, matriz sostén, granodecreciente, de color gris verdoso claro. Se presenta en un banco tabular, de base neta erosiva, festoneada y techo cubierto. En la base del cuerpo se observa la gradación de conglomerados a arenas muy gruesas, con laminación paralela. La matriz es arena gruesa a guijarrosa.

Litofacies 5: Conglomerado muy fino, matriz sostén, de color castaño rojizo a rojo, en bancos tabulares o cuneiformes, interdigitados con lentes de areniscas más finas. El conjunto es granodecreciente, contacto inferior neto y superior cubierto. Internamente los conglomerados muestran láminas paralelas de mediana escala. Los clastos son subangulosos a subredondeados de hasta 15 cm de diámetro.

Litofacies 6: Conglomerados finos a muy finos,

clasto sostén, color castaño rojizo, con canales de base plana, amalgamados lateral y verticalmente, lo que les otorga una apariencia entre tabular a cuneiforme. Dentro de los canales es posible observar cuñas de arena mediana con laminación planar grosera.

Dentro de la litofacies 3 se pueden identificar estructuras de escape de agua, generadas por deformación plástica y licuefacción local del sedimento después de la depositación, lo que indica una rápida depositación a partir de flujos saturados de agua.

En la litofacies 1, la presencia de litologías finas masivas indica la depositación por decantación, mientras que el resto de las estructuras se originaron bajo régimen supercrítico en fase de óndula.

La litofacies 2 representa ondas de arena migrantes y barras linguoides y/o transversales. Las litofacies 4, 5 y 6, representan en sí mismas varios pulsos de relleños de canal. La sección conglomerádica basal responde al *lag* de un canal, cuya característica es de lámina gravosa. La laminación paralela en arena gruesa guijarrosa corresponde a barras de canal que desarrollaban cuando la descarga del flujo está en sus valores normales. Estas barras, se desarrollaron en canales relativamente móviles.

### *Ambiente*

En esta unidad fueron descriptos cuatro elementos arquitecturales: CH, SB, GB y OF (véase Combina, 1996), que se interdigitan entre sí para dar como resultado un sistema de canales fluviales de baja a moderada sinuosidad, probablemente desarrollados dentro de la llanura de inundación y las planicies aluviales distales y que generan llanura de inundación sólo en momentos de creciente.

En las llanuras de inundación la acreción vertical es rápida, y la incisión de los canales de desborde indica un paulatino ascenso en el nivel de base y alta subsidencia, que fuerza a los cauces fluviales a ajustarse a un perfil de equilibrio mediante una sedimentación muy rápida (Marzo, 1992; Dreyer, 1993). Los canales y barras gravosas pueden ser considerados parte del sistema fluvial principal, del cual los otros paleoambientes son complementarios (Combina *et al.*, 1997).

### *Edad y correlaciones*

Las Formaciones Pircala y Coihueco se disponen claramente por arriba de la Formación Roca y

rematan el ciclo sedimentario de la cuenca Neuquina. Los términos inferiores de la Formación Pircala, por yacer sobre la Formación Roca, posiblemente se han depositado en el Maastrichtiano tardío, en tanto que los superiores se asignan al Daniano (Legarreta *et al.*, 1993; Yrigoyen, 1993). Por la continuidad estratigráfica entre ambas unidades, la Formación Coihueco, cuando es separable, es ubicada en el Paleoceno tardío (Yrigoyen, 1993).

## 2.5. CENOZOICO

### 2.5.1. NEÓGENO

#### 2.5.1.1. Mioceno inferior a superior

#### **Ciclo Eruptivo Huincán (19 y 19a)**

19) *Andesitas, basaltos, basandesitas, dacitas*

19a) *Cuerpos porfíricos*

#### *Antecedentes*

Durante muchos años, un conjunto de rocas y cuerpos subvolcánicos habían sido denominados como "Mollelitense" por Groeber (1946), quien los vinculó temporalmente con la actividad magmática paleógena o bien, con igual denominación, pero incluyendo rocas del Neógeno (Nullo *et al.*, 1996). Sin embargo, estas rocas, cuyas dataciones radimétricas varían entre 14 a 5 Ma, marcan la actividad magmática neógena, deben ser incluidas dentro del ciclo que había sido denominado "Huincanlitense" por Groeber (1946), unidad con menor distribución areal y cuya localidad tipo se encuentra en la comarca de Puntilla de Huincán, al sur de esta zona. Más tarde, Yrigoyen (1979) identificó a estas rocas como Grupo Huincán. También debe ser considerada dentro de esta unidad la Andesita Montañesito (Bouza, 1991), al oeste del área, con una edad de 11 Ma.

La evolución del arco volcánico neógeno en el sur de la provincia de Mendoza está caracterizada por una intensa actividad magmática, que de acuerdo con las dataciones radimétricas disponibles comenzó con sus primeras manifestaciones a los 17 Ma, haciéndose más intensa entre los 14 Ma hasta los 5 Ma, para luego decrecer nuevamente en esta área hasta la actualidad, pasando a ser entonces más activa en el retroarco, situado al este de esta zona. Este rango de edad en los episodios volcánicos del arco, se asemeja a lo acontecido en el tramo norte cordillerano de subducción horizontal, pero con la diferencia que en este sector austral de subducción normal la actividad vol-

cánica es más intensa (Baldauf *et al.*, 1992; Ramos y Nullo, 1993).

En el sur de la Hoja, al oeste de Agua Botada, se presenta un enjambre de diques y filones capa de composición andesítica a basandesítica, de los cuales se efectuaron dataciones radimétricas, arrojando edades de  $17,3 \pm 0,8$  Ma y  $14,4 \pm 0,7$  Ma (Valencio *et al.*, 1969) compatibles con el resto de los datos obtenidos en el norte de la comarca. Recientemente, Nullo *et al.* (2002) describieron detalladamente esta unidad junto a su evolución geoquímica. En el mapa se han distinguido los cuerpos netamente volcánicos (19) de los subvolcánicos, constituidos en general por cuerpos porfíricos (19a).

#### *Distribución areal*

Los cuerpos subvolcánicos de esta unidad se distribuyen desde el codo del río Diamante, fuera de los límites de la Hoja, siguiendo hacia el sur, atravesando el río Atuel, hasta alcanzar el río Salado. En general, muestran una alineación meridiana, coincidentes con la dirección estructural norte-sur de las serranías (Foto 2). En el sector central de la comarca se dispone el cuerpo de Los Paramillos, de orientación norte-sur, y un gran número de cuerpos menores hacia el sur. Otro tanto se observa en el sector cordillerano, aunque en este caso las rocas muestran una gran alteración.

#### *Litología*

Las rocas de esta unidad pertenecen a la facies lávica, con texturas y mineralogía que muestran una variación de los diferentes cuerpos. La variedad predominante es andesita, caracterizada por una textura porfírica, en oportunidades seriada. Los fenocristales son de oligoclasa-andesina (7-30 %), euhedral a subeuhedral, con zonación normal y de hornblenda verde, subordinada en proporción y tamaño al feldespato. Cuando se observa anfíbol, se presenta en grandes fenocristales euhedrales, con los bordes reabsorbidos o reemplazados por pseudomorfosis en pequeños individuos de clinopiroxeno y/o biotita que se distribuyen cubriendo parches. En las andesitas la mesostasis es, generalmente, hialopilitica y está constituida por microlitas de plagioclasa y microgránulos opacos, dispersos en una masa fundamentalmente de vidrio con avanzada recristalización. Ocasionalmente algunas andesitas contienen opacos y apatita como minerales accesorios.

El basalto aflorante en el río Salado muestra una textura porfírica que se destaca por la abundancia de fenocristales (aprox. 44,5 %) incluyendo plagioclasa,

clinopiroxeno corroído y hornblenda normal, fresca y euhedral. A diferencia de las andesitas, aquí los cristales mayores contrastan con la mesostasis fina, constituida por microgránulos de plagioclasa que alternan con vidrio intersticial parcialmente recristalizado y alterado.

La roca más evolucionada que constituye gran parte del cerro Chivato, es una dacita, caracterizada por su textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, subordinados en proporción a la mesostasis félsica. Entre los minerales accesorios, sumados a los presentes en las andesitas, se observa circón y esfena.

En la mayoría de las rocas y de forma errática, se ha encontrado alteración de diferente grado que genera minerales secundarios como sericita, clorita, epidoto y calcita. En el sector occidental aflora un pequeño cuerpo, en la quebrada del arroyo Montañesito, que fuera descrito detalladamente por Bouza (1991). Está compuesto por cuerpos subvolcánicos, diques y filones capa, alojados todos en las pelitas calcáreas de la Formación Vaca Muerta. Están constituidos por fenoandesitas, de textura porfírica, de color castaño a amarillento y gris verdoso en fractura fresca. Se compone de 30 % de fenocristales subhedrales de plagioclasa y entre 7 a 10 % de hornblenda, inmersos en una pasta rica en microlitos de plagioclasa de textura seriada, clinopiroxeno (aegirina-augita?), biotita, opacos no identificados y pequeños cristales de apatita. Los fenocristales de plagioclasa son de hábito tabular de entre 2 a 5 mm de largo. Su composición es andesina cálcica-andesina sódica, con estructura zonada, bordes corroídos en la pasta, hay inclusiones de apatita y alteración sericítica.

Más al este, dentro de los asomos del cerro Desagüe se disponen rocas de igual composición, descritas por Haller *et al.* (1985a, 1985b). Se trata de fenoandesitas y fenodacitas, todas con texturas porfíricas.

Las fenoandesitas están caracterizadas por fenocristales de plagioclasa (An60-An30), olivina y clinopiroxeno en las más máficas, mientras que en las más silíceas se observa orto y clinopiroxeno. Dominan texturas pilotáxicas e intersertales. Las masas de fenocristales contienen microlitas de plagioclasa, ocasionalmente con piroxeno y vidrio intersticial, menos comunes son cuarzo y feldespatos alcalinos. Las rocas muestran alteración hidrotermal con crecimiento de carbonato, sericita, arcilla, zeolita, albitización de las plagioclasas, cloritas, serpentina y epidoto.

Dentro de estas rocas se observan inclusiones hornblendíferas cognatas, mostrando un origen común (Haller *et al.*, 1985a, 1988). Tanto los xenolitos o inclusiones como las lavas permiten interpretar que los diferentes términos magmáticos son el resultado de una cristalización fraccionada dentro de una serie calco-alcalina. En el sector occidental del área, al este de valle Hermoso, aflora un cuerpo andesítico, intruído en las volcanitas del Grupo Choiyoi.

### Geoquímica

Los cuerpos situados al sur del río Atuel muestran una diversidad geoquímica que abarca desde basaltos a dacitas, lo que está indicando que la fuente de generación magmática es diferente. En contraposición, la monotonía de los tipos petrográficos y de composición química de los cuerpos ubicados al norte del río Atuel, se interpretan como que fueron generados en una región de fuente común o al menos de composición semejante, bajo condiciones físicas similares. El lineamiento del río Atuel, de dirección nornoroeste-sudsudeste, constituye un límite que separa en algunos rasgos la naturaleza geoquímica de los diferentes productos intrusivos.

Las rocas neógenas que se intruyeron al sur del río Atuel están relativamente deprimidas en elementos alcalinos, principalmente Ba, Sc, Rb, K, aunque la relación K/Rb es alta en la dacita del cerro Chivato. Este hecho obedece a la baja proporción de Rb, más que al incremento de K. Es particularmente destacable el comportamiento del Ba, que para rocas con SiO<sub>2</sub> ~58 % pasan de 560 ppm al sur del río a 840 ppm en los intrusivos al norte, en los alrededores del río Diamante.

Llamativamente, y en contra de lo esperado, las rocas neógenas aflorantes al sur del Atuel están enriquecidas, en comparación con las del norte, en tierras livianas LREE (Ce>Sm y La) y en elementos litófilos pesados (Th>U), como así también en elementos de potencial iónico grande HFSE (Hf, Nb, Ta, Zr e Y). La relación Ba/La, que marca una medida del enriquecimiento de elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) sobre LREE, aumenta 30 veces al pasar de los intrusivos del sur a los del norte del río Atuel, tomando concentraciones de sílice semejantes.

Algo similar a lo expresado ocurre con la relación Ba/Nb, considerada como índice que refleja el exceso de los elementos LIL sobre HFSE. La relación entre las tierras raras livianas con las pesadas,

en los cuerpos al sur del río Atuel, presentan un enriquecimiento relativo en LREE, mientras que la relación Cs/Yb es semejante a lo largo de la transecta dispuesta, hecho que indica que también las tierras raras pesadas HREE son más abundantes en los intrusivos del sur del río, aunque en menor proporción que las LREE.

Estas observaciones permiten interpretar que el conjunto de los magmas máficos a intermedios, calcoalcalinos, en algún estadio de su evolución han interactuado con fluidos o fundidos relativamente ricos en elementos alcalinos (Ba, Sc, K, Rb). Este enriquecimiento de tendencia anómala en álcalis es selectivo y particular, pues la abundancia de otros elementos incompatibles, especialmente LREE, no se correlacionan con el comportamiento de los álcalis que es marcadamente opuesto. Un comportamiento semejante al que ocurre con las tierras raras se observa en los elementos litófilos como Th y U, y también en algunos HFSE, como Zr (Hf), grupo de elementos que son más abundantes en las rocas que se disponen al sur del río Atuel.

Dentro del contexto del magmatismo orogénico de arco continental, el comportamiento de elementos es incompatible (pe. LREE, Th, Zr) o reflejan un aumento en la impronta cortical del producto final, en oposición al comportamiento de los álcalis. Para comprender el comportamiento geoquímico de los intrusivos estudiados, estas evidencias impiden adjudicar la combinación de procesos MASH y AFC vinculándolos con el espesor cortical (Hildreth y Moorbath, 1988) o a diferencias en el grado de fusión parcial desencadenada por la presencia de fluidos a partir de una fuente mantélica de composición semejante a un MORB con algunas trazas con abundancia de OIB (Davidson, 1989).

#### *Edad y correlaciones*

De acuerdo con las dataciones radimétricas efectuadas en numerosas muestras por el método  $Ar^{39}/Ar^{40}$ , se han determinado dos pulsos importantes de actividad magmática (Baldauf *et al.* 1992; Ramos y Nullo 1993; Nullo *et al.* 1996, 1997, 2002). El pulso más antiguo incluye la Andesita Montañesito (Bouza 1991), que arrojó un valor de 11 Ma, y el cuerpo de igual composición del cerro Chivato, con valores de  $13.6 \pm 2.6$  Ma. Los cuerpos agrupados dentro de la Andesita La Brea mostraron edades más jóvenes determinadas por Baldauf (1993), como son las de los cerros Laguna Amarga ( $9.8 \pm 0.2$  Ma), La Ventana ( $7.2 \pm 0.3$  Ma), Medialuna ( $6.4 \pm 0.4$

Ma), La Brea ( $5.9 \pm 0.3$  Ma) y Alquitrán ( $10.7 \pm 0.5$  Ma).

Con estos elementos se puede concluir que la actividad magmática dentro del sector norte de la comarca evolucionó de acuerdo con el ascenso cordillerano, abarcando dos pulsos bien definidos, entre el Mioceno inferior y el Mioceno superior.

#### 2.5.1.2. Mioceno inferior - medio

##### **Formación Agua de la Piedra (20)**

*Conglomerados, areniscas*

##### *Antecedentes*

Criado Roque (1950) describió esta unidad como “Estratos de Agua de la Piedra”, en tanto que Volkheimer (1978) empleó la formal denominación de Formación Agua de la Piedra. Esta unidad está caracterizada por una sucesión de areniscas tobáceas, tobas, conglomerados en alternancia regular y pelitas intercaladas con tobas. En la base incluye los “Rodados Lustrosos”, los que la separan del Grupo Malargüe, o, más comúnmente, de las Formaciones Pircala y Coihueco (Criado Roque, 1950; Dessanti, 1973, 1978; Gorroño *et al.*, 1979; Volkheimer, 1978; Bettini, 1982; Kozlowski, 1984; Yrigoyen, 1993; Combina, 1996).

##### *Distribución areal*

El perfil más accesible y mejor desarrollado de la Formación Agua de la Piedra se encuentra al sur del río Atuel (Foto 9), en las inmediaciones del puente sobre la vieja ruta nacional n° 40, aunque en este caso no llegan a observarse los “Rodados Lustrosos” ni sus términos basales. Otros afloramientos interesantes son la continuación del perfil de la estancia Coihueco, donde se puede apreciar una corta sección inferior de la Formación Agua de la Piedra, donde los “Rodados Lustrosos” llegan a tener ejes A mayores a 2 m (esta secuencia está muy tectonizada y tiene una inclinación cercana a la vertical) y el perfil Sosneado, sobre la margen norte del camino que une la localidad de El Sosneado con la vieja ruta n° 40, donde aflora la sección inferior de la Formación Agua de la Piedra, aunque no su límite superior. Otras buenas exposiciones de la unidad se encuentran frente al puente de Gendarmería Nacional. Este perfil, si bien duplica la longitud del perfil del Puente Viejo, litológicamente es una repetición de lo aflorante en éste.

### Litología

Se realizó un perfil sobre la margen sur del río Atuel (Foto 9), donde aflora la sección inferior de la Formación Agua de la Piedra, aunque no el tramo donde se encuentran los “Rodados Lustrosos”. Al lado del puente abandonado de la ruta nacional 40, se observa (véase también Figura 3), de arriba hacia abajo, la siguiente sucesión de estratos :

Techo: Erosionado

5,70 m Conglomerados polimodales, clasto sostén, interdigitados con areniscas rojizas y pardas verdosas. La secuencia es granocreciente a granodecreciente TMC = 0.20-0.30 m. La litología de los clastos es, cualitativamente, el 45 % de andesita; el 35 % de clastos de la Formación Tordillo; 15 % son calizas con restos de amonoides y el resto son otros piroclásticos (tobas?), granitos, calizas sin amonites, etc.

33,00 m Cuerpos lenticulares, algunos amalgamados, de contactos difusos, de conglomerados polimícticos matriz sostén. Los clastos no presentan alineación

preferencial, siendo subangulosos a subredondeados (más matriz que clastos, son casi clastos aislados), TMC=21 cm, que pasan a una alternancia de arenas y gravas de 0.40 m de espesor, con contacto difuso. También se observan *drapes* pelíticos discontinuos y no alineados. Hay nidos de clastos, que tienen eje A promedio de 0,1 m. Por sectores se puede observar que estos conglomerados pasan difusamente a conglomerado clasto-sostén, en forma deshilachada o a netamente areniscosos, donde en forma difusa se puede observar laminación paralela de bajo ángulo. En los cuerpos arenosos hay grietas de desecación. Todos estos cuerpos son lobulados. El tamaño promedio de los clastos disminuye hacia el techo del depósito y lateralmente aumenta la proporción de los niveles psamo-pelíticos.

0,40 m Alternancia de cuerpos lateralmente acuñados, de areniscas medianas y pelitas rojas. Cada banco es de 0,15 m, separados por *drapes* pelíticos de 1 a 2 cm de espesor.

2,00 m Cuerpo canalizado, conformado por lentes amalgamadas, con contactos netos erosivos en sectores y en otros netos no erosivos. La litología principal está integrada por conglomerados gruesos matriz sostén,



**Foto 9:** Afloramientos de la Formación Agua de la Piedra al sur del río Atuel, inclinando hacia el oeste.

con gradación inversa-normal, que lateralmente pasan a conglomerados matriz sostén, bimodales, finos. La matriz es arena gruesa a muy gruesa. Internamente se observan depósitos de fondo de canal, y una grosera estratificación entrecruzada planar en los sectores laterales del cuerpo. La litología de los clastos es, cualitativamente, el 45 % de andesita; el 35% son calizas; 15 % pertenecen a la Formación Diamante y el resto son piroclásticos (tobas?).

- 0,15 m Lentes de areniscas finas a medianas, con gradación normal - inversa, de 0,20 a 0,15 m de espesor promedio y más de 3m de largo, con contactos inferiores netos erosivos. Muchas veces se presentan dos o más lentes unidas, sin estar amalgamadas. Se presentan compensando topográficamente e interdigitada con areniscas pardas.
- 0,30 m Lentes (?) de areniscas conglomerádicas con agrupamiento de clastos. Largo promedio de las lentes: 1,20 m; alto 0,30 m. Esta lente es granodecreciente, comenzando con un conglomerado matriz sostén con laminación entrecruzada planar de bajo ángulo, granocreciente. La matriz es arenisca fina; que pasa difusamente a areniscas finas con laminación entrecruzada planar difusa. Cada lámina es granodecreciente, para culminar con areniscas masivas finas. El estrato tiene rumbo N 355° e inclinación de 49° O. Laminación entrecruzada planar fina N 5/14; 0/1; 355/5; 6/4.
- 2.25 m Areniscas pardas, en un cuerpo ondulado, conformado por 5 ó 6 cuerpos ligeramente lenticulares, que se interdigitan con cuerpos de areniscas finas a media, con gradación normal - inversa. Los límites entre ellos son algunos difusos y otros son netos no erosivos, sólo observables por las grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia, calcos de flujo y bioturbaciones. En muchos casos se puede observar grietas retransportadas, que se encuentran en la base del cuerpo superior. Internamente cada banco es una secuencia granocreciente de arenisca muy fina a fina (con megaclastos de andesita aislados, con sus ejes A casi verticales). Las interdigitaciones entre los cuerpos aumenta de base a techo hasta llegar a la relación 1 : 1.
- 3,65 m Conglomerado matriz sostén, granocreciente, TMC= 0,04 m, con contacto superior transicional.
- 3,00 m Arenisca rojiza fina, en sectores suavemente canalizada, con leve tendencia granodecreciente. Internamente presentan antidunas. El contacto inferior de este cuerpo en lenticulares erosivo (festoneado); mientras que el superior es difuso u ondulado, según el sector del afloramiento observado.
- 1,20 m Areniscas masivas, rojizas, en un cuerpo generado por aproximadamente tres cuerpos menores amalga-

mados. El contacto inferior es neto no erosivo, presenta grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia. Lateralmente, hacia el SE, se presenta finamente laminado (RBz N355/8).

- 0,30 m Cubierto.
- 2,00 m Arenisca grisácea con laminación entrecruzada planar, de bajo ángulo, evidenciada por gradación normal en cada lámina y selección de pesados y livianos; RBz N0/12. En el techo se observan ondulitas de pequeña escala. El contacto superior es neto, no erosivo. Rumbo e inclinación del estrato N 8° - 41° O.
- 3,00 m Areniscas finas a sabulíticas, rojizas, que se encuentran en cuerpos lenticulares y conglomerado bimodal polimíctico intercalados, en relación 2/1; con estratos de 30/40 cm de espesor; los límites entre ellos son graduales. RBZ (ondulitas): N10/9.
- 9,00 m Areniscas finas a sabulíticas, rojizas, que se encuentran en cuerpos lenticulares, que se encuentran intercalados con pequeñas lentes de arcilla roja plástica. Estas areniscas presentan internamente un ciclo inverso-normal y laminación entrecruzada planar de pequeña escala RBz N166/5. Eje del canal N 265°. En la base de estos cuerpos hay clastos (de eje A 15 a 20 cm, en promedio), subredondeados a subangulosos, de calizas, que presentan signos de haber sido golpeados en durante el transporte. Rumbo del estrato N 154° e inclinación 38° O.
- 15,00 m Cubierto.
- 10,00 m Alternancia de arenisca fina rojiza y conglomerado bimodal polimíctico; este último se va convirtiendo en cuerpos tabulares grano-estrato crecientes. Los clastos llegan a ser bloques de hasta 35 cm de eje A en el techo. La litología de los clastos es principalmente andesítica, y, en menor proporción de calizas. Los clastos de calizas son bloques y algunos son de olor fétido y otros portadores de ostréidos. En esta sucesión predominan los cuerpos arenosos sobre los conglomerádicos. En la base del cuerpo se puede observar que, cualitativamente, el 45 % de los clastos son andesíticos; el 30 % es de piroclásticas (tobas?); el 10 % de granitos y el resto de calizas, aunque estos últimos son los de mayor tamaño. En la parte media de los cuerpos, se puede observar que el 5 % de clastos provienen de la Formación Diamante; entre el 7 y el 10 % son de lutitas; el 40 % son de andesitas; el 20 % son calizas; el 15 % de tobas y el resto (5%) son de granitos.
- 1,20 m En contacto neto no erosivo sobre los lentes conglomerádicos, hay una secuencia granodecreciente, de limolitas a areniscas finas rojizas. El límite inferior es una milimétrica capa de carbonato (o yeso?). Las

limolitas son plásticas, mientras que las areniscas se presentan masivas y con niveles intercalados de antidunas de pequeña escala. Es una sucesión cíclica.

3,00 m Cuerpo ligeramente tabular de alternancia entre arenisca fina a media rojiza y conglomerado polimíctico.

0,90 m Lentes entrelazadas, algunas con bases erosivas y bordes laterales difusos. El relleno, un conglomerado bimodal, polimíctico, granocreciente, desde sábulos a guijones (17 cm de eje A, promedio). Presentan estratificación horizontal grosera de 6 cm de espesor. (N184/02). Estos cuerpos de lentes entrelazadas se intercalan con bancos tabulares de areniscas finas rojizas. Los clastos de las lentes son subangulosos a subredondeados, la mayoría son de andesita y en menor porcentaje tobas, carbonatos y areniscas. Lateralmente los cuerpos arenosos pierden espesor, mientras que los conglomerádicos lo van incrementando. Esta secuencia se repite, con algunas zonas cubiertas, hasta llegar a los 8,20 m. Rumbo del cuerpo: N 350°; Inclinación: 44° O.

0,65 m Arenisca fina rojiza, con lentes de arenisca mediana, intercalados azarosamente. Son cuerpos probablemente tabulares, amalgamados, masivos, que presentan variación granulométrica lateral (granodecreciente) y vertical, dado que se observa, en el conjunto, una tendencia granocreciente hacia el techo. Algunas veces se pueden observar *drapes* pelíticos entre un cuerpo y otro, que remarcan los límites de algunos de éstos. Las lentes tienen base difusa, cóncavas hacia arriba y sus bordes laterales son difusos, llegándose a confundir con el resto del cuerpo. La litología de los clastos de las lentes intercaladas es de calizas, areniscas, andesitas, cuarzo y granitos. Algunos se presentan imbricados (N170/40). Rumbo del cuerpo: N 350°; Inclinación: 44° O.

Base: Cubierta

#### Litofacies sedimentarias

Litofacies 1: Cuerpos de arenisca fina rojiza, con lentes de arenisca mediana a gruesa, intercaladas azarosamente. Los cuerpos probablemente sean tabulares y se presenten amalgamados; presentan variación granulométrica lateral (granodecreciente) y vertical (granocreciente) y el conjunto posee una tendencia granocreciente hacia el techo. Las lentes son cóncavas con base difusa y bordes laterales difusos, llegándose a confundir con el resto del cuerpo; con una relación A/

P de 0,5. Es posible observar entre un cuerpo y otro, *drapes* pelíticos, que remarcan los límites de algunos de éstos.

Litofacies 2: Conglomerado matriz sostén grueso, con gradación inversa-normal, que lateralmente pasa a conglomerado matriz sostén, bimodal, fino. La matriz es arena gruesa a muy gruesa. Internamente se observan depósitos de fondo de canal, y una grosera estratificación entrecruzada planar en los sectores laterales del cuerpo donde hay mayor porcentaje de matriz. Forma cuerpos lobulados, constituidos por lentes amalgamadas con contactos inferiores netos erosivos o netos no erosivos y superiores difusos. Los clastos no presentan alineación preferencial, siendo éstos subangulosos a subredondeados, TMC=21 cm; TPC= 10 cm; que lateralmente pasan a una alternancia de arenas y gravas, con contacto difuso y algunos de ellos están agrupados dentro de la matriz. El tamaño promedio de los clastos disminuye hacia el techo del depósito y lateralmente aumenta la proporción de los niveles psamo-psefíticos. Por sectores se puede observar que estos conglomerados pasan difusamente a conglomerado clasto-sostén, en forma deshilachada o a netamente areniscosos, con laminación paralela de bajo ángulo y *drapes* pelíticos discontinuos y no alineados, que señalan las formas de los cuerpos.

Litofacies 3: Secuencia granocreciente – granodecreciente, de limolitas a areniscas finas rojizas. Las limolitas son plásticas, mientras que las areniscas son masivas y con niveles intercalados de antidunas de pequeña escala.

Litofacies 4: Areniscas gruesas a finas, en cuerpos lenticulares, con pequeñas lentes de arcilita roja plástica, intercalados en forma azarosa. Estas areniscas presentan internamente un ciclo normal y laminación entrecruzada planar de bajo ángulo de pequeña escala o planar de pequeña escala.

Litofacies 5: Arenisca fina, grisácea, en cuerpos lenticulares, que internamente presentan laminación entrecruzada planar, de bajo ángulo, evidenciada por gradación normal en cada lámina y selección de pesados y livianos. En el techo de las lentes se observan ondulitas de pequeña escala. La base de esta litofacies es neta cóncava (erosiva), y el techo es plano.

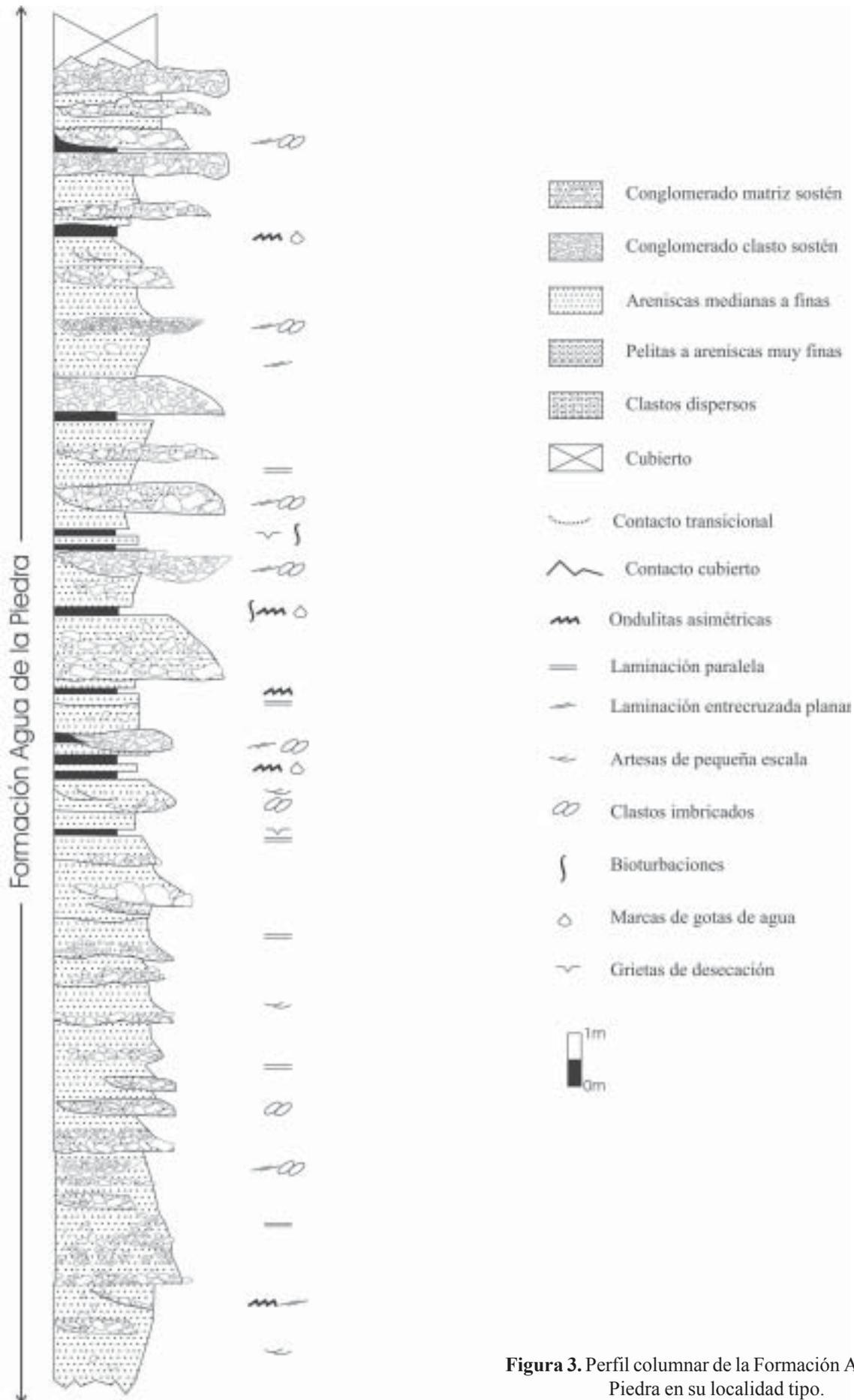


Figura 3. Perfil columnar de la Formación Agua de la Piedra en su localidad tipo.

Litofacies 6: Areniscas pardas finas, masivas o con gradación inversa-normal, en un cuerpo ondulado, conformado por cuerpos amalgamados ligeramente lenticulares. Algunos de los límites entre estas litofacies, son difusos y otros netos erosivos, sólo observables por las grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia, calcos de flujo y bioturbaciones. En muchos casos se pueden observar grietas retransportadas, que se encuentran en la base del cuerpo superior. También se observan verdaderos bloques (más de 30 cm de eje A) -megaclastos-, agrupados, dentro del depósito. Muchos de estos megaclastos están con sus ejes A verticales.

Litofacies 7: Arenisca rojiza, granodecreciente, que pasa lateralmente a masiva con límite inferior canalizado (festoneado) - remarcado por *drapes* pelíticos- mientras que el superior es difuso. Internamente presenta antidunas en el techo.

Litofacies 8: Conglomerado matriz sostén, granocreciente, que se encuentra en lentes aplanadas, siempre con contactos inferior neto erosivo, a veces ondulado y superior transicional con la litofacies siguiente. También es posible observar, en algunos afloramientos, que en la base de estos cuerpos hay clastos (de eje A 15 a 20 cm, en promedio), subredondeados a subangulosos, de calizas, que presentan signos de haber sido golpeados durante el transporte. TMC = 20 cm.

Litofacies 9: Areniscas masivas, rojizas, formado por tres cuerpos menores amalgamados. El contacto inferior es neto no erosivo, presentando grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia. También se observan clastos aislados, muy redondeados, de andesitas.

Ref: A/P=relación ancho/profundidad; TMC= tamaño máximo de clasto; TPC= tamaño promedio de clasto.

Las litofacies 1, 3, 6, 7 y 9 (Smh, cf. Smith, 1987), fueron generadas por flujos hiperconcentrados que forman cuerpos tabulares, algunos canalizados, generados por flujos de detritos. Estos flujos de detritos se han comportado como flujos hiperconcentrados en las partes externas del mismo, quizás por un aumento en la proporción de fluido. Esta es la razón por la que se explican la presencia de clastos con evidencia de golpes durante el transporte. La fluidización de estos flujos también explicaría que

algunos cuerpos posean bases erosivas, canalizadas. Este sería el caso extremo de fluidización, donde el depósito producido por un flujo de características laminares, pasa lateralmente (y en pocos metros) a depósitos toscamente canalizados o con evidencias de transporte por turbulencia. Por esta razón, muchas veces se ha observado en el campo conglomerados o areniscas gruesas que se interdigitan entre sí en forma "deshilachada", sin ningún tipo de evidencia que los procesos de sedimentación actuantes hayan sido diferentes, sino uno solo que ha cambiado sus propiedades mecánicas y físicas (Smith y Smith, 1980).

La característica básica de los flujos de detritos es que el transporte laminar, no erosivo, ha impreso marcas subestratales tan delicadas como gotas de lluvia o grietas de desecación.

Las litofacies 2, 4 y 5, son parte del elemento CH (cf. Miall, 1985). La litofacies 2 (Gt cf. Smith, 1987), conforma en sí misma un gran canal conglomerádico, con depósitos de lag en el fondo y barras conglomerádicas migrantes dentro del mismo, mientras que las litofacies 4 y 5 (Sm y Sh, cf. Miall, 1985), corresponden a canales y barras arenosas, con pequeñas óndulas arenosas migrando sobre el techo de las mismas. La presencia de barras gravosas implica un flujo capaz de transportar los clastos de mayor tamaño como carga de lecho y la granulometría menor (arena y limos) como carga en suspensión. Esto lleva como resultado un depósito clasto-sostén bien seleccionado con bajo contenido de arenisca. La escasa arenisca presente como matriz, se colaría entre los clastos durante las etapas de baja energía, cuando el flujo es incapaz de transportar las granulometrías mayores.

### *Ambiente*

La distribución de las diferentes litofacies de la Formación Agua de la Piedra descriptas dentro de un esquema de abanico aluvial, permite distinguir que éstas se encuentran comprendidas dentro de un abanico medio a distal. El material aportado a este sistema aluvial, provino del "Huincanlitense" y de las sedimentitas de edad mesozoica, las cuales fueron elevadas por la acción de los primeros pulsos de levantamiento de la faja corrida y plegada (Combina *et al.*, 1997).

### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Agua de la Piedra, considerando en su base a los conglomerados conocidos como

“Rodados Lustrosos”, se apoya indistintamente en discordancia sobre sedimentitas del Grupo Malargüe o bien sobre las Formaciones Pircala y Coihueco, en tanto que su límite superior es transicional a la Formación Pincheira.

### *Edad y correlaciones*

Criado Roque (1950) consideró a los “Estratos de Agua de la Piedra” como oligocenos. Posteriormente, Polanski (1964), en la zona del volcán San José, los ubicó en el Oligoceno tardío, atendiendo a que la Formación Agua de la Piedra yace por encima de la Asociación Volcánica Eocena y en ningún afloramiento está intruida por rocas ígneas o volcánicas eocenas. Dessanti (1973, 1978), en tanto, la consideró de edad miocena por hallarse sobre los Estratos de Aisol, de Edad Mamífero Santacrucense.

Volkheimer (1978) incluyó con dudas a la base de la Formación Agua de la Piedra dentro del Oligoceno, y correlacionó a la sección superior de ésta con las Andesitas Molle, las cuales asume como de edad oligocena tardía. Gorroño *et al.* (1979), sobre la base del hallazgo de una comunidad fósil (Phororhacidae cf. *andrewsornis*, Orophodontidae (?), Megalonychidae indet., Notoungulata indet., Leontiniidae cf. *leontinia*, Leontiniidae cf. *scarrittia*, *Prohegetotherium sculptum* Ameghino, y *Pyrotherium* sp.) en un complejo volcano-sedimentario correlacionable con la Formación Agua de la Piedra, en la zona de la sierra Pintada, establecieron una edad oligocena temprana.

Kozłowski (1984) la asignó al Oligoceno, a pesar de no poseer dataciones directas, mientras que para Yrigoyen (1993) la edad es oligocena - miocena temprana. Si bien la edad está muy discutida (Polanski, 1964; Dessanti, 1973, 1978; Volkheimer, 1978; Yrigoyen, 1993; Bauldof, 1993; Combina *et al.*, 1995; Combina, 1996, entre otros), sus límites temporales están bien determinados; los “Rodados Lustrosos” en la base, que la separan indistintamente del Grupo Malargüe o de la Formación Pircala-Coihueco.

Nulló *et al.* (1996) dataron los conglomerados de andesitas basales (“Rodados Lustrosos”) y establecieron que se depositaron posteriormente al lapso comprendido entre 14,2 y 12,2 Ma, en el Mioceno medio. Estas dataciones indican que el inicio de la depositación de la Formación Agua de la Piedra, se realizó durante el Mioceno medio, sobre el paleorelieve labrado por la acción de la Fase Pehuenche, mientras que contemporáneamente se desarrolló el volcanismo del Ciclo Eruptivo Huincán.

La base de la Formación Agua de la Piedra es discordante y representa una discontinuidad del registro sedimentario que involucra el período comprendido desde el Oligoceno medio al Mioceno medio. Esta discontinuidad se debe a la acción tectónica (alzamiento del frente montañoso) y magmática (Ciclo Eruptivo Huincán) de la Fase Pehuenche.

La Fase Pehuenche quedó registrada como una laguna estratigráfica, dado que ha erosionado las secciones superiores de las secuencias paleógenas, pero como las ha deformado al mismo tiempo (Kozłowski, 1984), esta laguna debe ser considerada como una discordancia tectónica. Al haber deformado las secuencias en varios lugares de la cuenca, el contacto entre la Formación Agua de la Piedra y las secuencias paleógenas es en algunos casos discordante y en otros pseudoconcordante. Esta pseudoconcordancia de los “Rodados Lustrosos” no implica la inexistencia de esta fase diastrófica. Es importante destacar que, a partir de la acción de esta Fase, los frentes orogénicos emergentes se constituyeron en el nuevo borde activo de la cuenca, ubicado al este del más antiguo y tectónicamente más activo (Combina, 1996).

### **“Rodados lustrosos”**

Los “Rodados Lustrosos” fueron identificados por primera vez por Groeber (1946) y posteriormente descriptos con mayor detalle por Criado Roque (1950) como “... uno o dos bancos de rodados sueltos, muy próximos entre sí, de espesores variables, los más comunes de 0,50 a 1 m de potencia. Los diámetros de estos rodados no sobrepasan los 4-5 cm de diámetro, y presentan una pátina de colores brillantes; a veces no muestran material cementante y están incluidos en una matriz de arcilla bentonítica. Cuando hay 2 bancos, la intercalación entre ellos corresponde a arenisca algo bentonítica, de no más de 1,50 m de espesor”. Bettini (1982), en tanto, los reconoció como un nivel psefítico de pórfiros sueltos, con clastos de superficie bruñida y color limolita muy característico e Yrigoyen (1993) los señaló como un nivel conglomerádico compuesto de uno o dos bancos de clastos sueltos con aspecto relictual, pulidos y facetados, tamaño guija a guijones, de composición porfirica, en una matriz blanca tobácea. Los “Rodados Lustrosos” están expuestos en las inmediaciones de la estancia Coihueco (sobre la ruta nacional n° 40, cerca de la ciudad de Malargüe), donde es posible observar su base pseudoconcordante con la Formación Coihueco, estando representados en este caso por bloques de más de 2 m de diámetro.

La edad y génesis de estos “Rodados Lustrosos” es muy discutida: evidencian la Primera fase del Segundo Movimiento (Criado Roque, 1950) o expresan la Segunda fase del Primer Movimiento Andino (Volkheimer, 1978). Para Gorroño *et al.* (1979), la Segunda fase del Primer Movimiento Andino modifica las características fisiográficas de la región de tal manera que, sobre la discordancia que testimonia este movimiento, se produjo la depositación de los “Rodados Lustrosos” en un ambiente estable que se componía de llanuras pedemontanas en los valles intermontanos. Sin embargo, otros autores (véase Combina *et al.*, 1997), han ubicado al proceso sedimentario generador de estos conglomerados entre los 20 y 22 Ma, adjudicándolo por ende al Mioceno temprano.

Los “Rodados Lustrosos” son posteriores a la Fase Pehuenche y señalan el comienzo de la depositación de la Formación Agua de la Piedra (Combina, 1996); aunque en el perfil de la estancia Coihueco no es posible observar indicios de este diastrofismo, la posición pseudoconcordante de este nivel con la Formación Coihueco, estaría indicándolo.

### 2.5.1.3. Mioceno superior

#### **Formación Coyocho inferior (21)**

*Basaltos olivínicos, brechas*

##### *Antecedentes*

La Formación Coyocho fue introducida como “Coyocholitense” por Groeber (1946) para caracterizar a un conjunto de coladas basálticas que se disponen sobre el paisaje sobreelevadas por procesos tectónicos posteriores a su derrame. Dessanti (1978) reunió estas lavas como Formación Palaoco. Se considera, debido a trabajos efectuados en otras comarcas (Yrigoyen, 1993), que la Formación Palaoco es más antigua que la edad de los derrames aquí expuestos.

##### *Litología*

Se trata de basaltos olivínicos y brechas basálticas similares en menor cantidad. La roca es de color negro en superficie fresca y castaño rojiza en superficie de alteración. Internamente presentan un alto contenido de minerales félicos no identificados. Los mantos son espesos, llegando a 2,5 m en el frente de Agua Botada.

##### *Relaciones estratigráficas*

Estratigráficamente se disponen por arriba de los depósitos de la Formación Agua de la Piedra, al este de Bardas Blancas. La sierra de la Ventana es una de las exposiciones más características de esta unidad. Estructuralmente también es importante destacar que los mantos se encuentran plegados, por deformaciones posteriores.

##### *Edad y correlaciones*

Una datación radimétrica efectuada por Valencio *et al.* (1969) en la colada basáltica de la sierra de la Ventana, arrojó un valor de 6.7 Ma, lo que ubica este evento dentro del Mioceno superior.

### 2.5.1.4. Mioceno superior tardío

#### **Formación Pincheira (22)**

*Tobas, conglomerados, aglomerados volcánicos, areniscas, basaltos*

##### *Antecedentes*

Esta unidad fue descripta por primera vez por Criado Roque (1950) para describir los asomos de sedimentitas continentales dispuestos al oeste de la localidad de Malargüe. Su localidad tipo se encuentra en el área conocida como Castillos de Pincheira (Foto 10). Dessanti (1978) la describió detalladamente dentro del ámbito de la comarca estudiada.

##### *Distribución areal*

Sus mejores exposiciones se encuentran sobre el río Malargüe, en el paraje denominado Castillos de Pincheira (Foto 10). Los asomos se distribuyen con una orientación norte-sur, siendo éste el único lugar donde se presentan con estas características litológicas.

##### *Litología*

La secuencia está integrada por una sucesión de tobas, tobas aglomerádicas y aglomerados volcánicos de composición andesítica a basáltica, todos de coloración castaño amarillenta a blanquecina. Además, presenta intercalaciones de conglomerados, areniscas medianas y finas, de color amarillento, gris, violeta y castaño. El espesor de la Formación Pincheira es de aproximadamente 500 metros. En los Castillos de Pincheira la unidad exhibe el siguiente perfil:

Techo: Erosionado

- 23,00 m Conglomerado polimíctico grueso con predominio de material volcánico.
- 50,00 m Arenisca conglomerádica poco consolidada, castaño amarillenta, con estratificación grosera.
- 27,00 m Intercalación de areniscas gruesas blanquecinas y conglomerados polimícticos, todo el conjunto presenta muy poca consolidación. Matriz arenosa, poco consolidada. Color: castaño amarillento.
- 23,00 m Arenisca guijosa baya a castaño oscura.
- 39,00 m Arenisca guijosa gruesa amarillenta.
- 22,00 m Estrato granocreciente que comienza con areniscas conglomerádicas amarillentas y termina con un cuerpo de conglomerado polimíctico, con bloques y matriz tobácea tamaño arena gruesa.
- 112,00 m Aglomerado volcánico, con clastos tamaño bloque pequeño de andesitas y basaltos. Matriz tobácea, tamaño arena gruesa, bien cementada. Color de la matriz gris azulada, violácea y amarillenta.
- 8,00 m Basalto.
- 5,00 m Tobas aglomerádicas rojizas y violáceas bien cementadas. Estratificación marcada.
- 13,00 m Tobas aglomerádicas amarillo verdosas intercaladas con areniscas tobáceas amarillentas.
- 10,00 m Tobas amarillentas y rojizas.

-----Discordancia-----

Base: Formación Coyocho inferior

### Edad y correlaciones

Hacia el sur de los asomos, se observa como la base de la unidad se dispone por arriba de coladas basálticas de la Formación Coyocho inferior, atribuida al Mioceno superior sobre la base de la datación radimétrica de la sierra de la Ventana. Por lo tanto, la edad de la Formación Pincheira es post Mioceno superior. Kozłowski *et al.* (1987) la homologan con la Formación Tristeza, de edad pliocena, aflorante al norte de esta Hoja, mientras que a nuestro criterio se puede homologar con parte de la Formación Loma Fiera, debido a la paralelización de importantes eventos volcánicos en la base de ambas secuencias. Dessanti (1973) la correlacionó con el Ciclo Eruptivo Huincán, colocándola por sobre los Basaltos Palaoco (Mioceno temprano), dado que los separa una discordancia (Criado Roque, 1950). Por su parte, Irigoyen (1993) la paraleliza con reservas con el Santamariense.

#### 2.5.1.5. Plioceno inferior

#### Depósitos del Primer Nivel de agradación (23)

*Conglomerados, areniscas*

Estas acumulaciones clásticas psefíticas se disponen principalmente en el sur de la comarca, por arriba de las coladas basálticas de la Formación Coyocho inferior. Están compuestas por capas de conglomerados de tamaño medio a grueso; en algunas oportunidades se observan bloques.



**Foto 10:** Secuencia de sedimentitas continentales y volcanitas de la Formación Pincheira, en los alrededores de los Castillos de Pincheira.

Una de las mejores exposiciones se localiza al este del valle del río Grande y al este de Bardas Blancas. Los afloramientos son potentes, constituidos por conglomerados poco consolidados, de color castaño claro a oscuro, con clastos redondeados a ovoides, esféricos y de tamaño medio. El cemento es carbonático, de color blanquecino, pulverulento, mientras que la matriz es arena fina a mediana. El espesor máximo es de 45 metros.

La secuencia es cubierta claramente por coladas basálticas atribuidas a la Formación Coyocho superior, por lo que la edad de estos depósitos queda acotada dentro del Plioceno inferior.

## 2.5.2. NEÓGENO - CUATERNARIO

### 2.5.2.1. Plioceno superior – Pleistoceno inferior

#### **Formación Coyocho superior (24)**

*Basaltos olivínicos*

Por arriba de los Depósitos del Primer Nivel de agradación se disponen coladas basálticas de color oscuro, denominadas Formación Coyocho superior, de composición similar a las descritas para la Formación Coyocho inferior. Ambas unidades se han separado debido a la intercalación de los niveles clásticos producidos por la acumulación pefítica del pie serrano para esos tiempos.

Los afloramientos más importantes se encuentran en cerro Paraguay, Rincón de las Lagunas, sierra de las Aguadas, Mesilla del Rodeo Viejo, cerritos Morados, cerro del Agua Escondida y cerro Horqueta.

Dentro de los derrames basálticos, algunos sin olivina, la mayoría de ellos de superficie plana, se disponen los centros volcánicos que dieron origen a las coladas. Tapones de cenizas, conos truncados y diques se destacan de la superficie. En las imágenes satelitales se observan con tonos rojos fuertes, lo que ha permitido mapearlos sin dificultad dentro de esta comarca. El espesor en algunas localidades llega a 75 metros.

Por haberse derramado con posterioridad al Primer Nivel de agradación que se adjudica al Plioceno inferior, se considera que la edad de la Formación Coyocho superior corresponde al Plioceno tardío – Pleistoceno temprano.

#### **Formación Chapúa (25)**

*Basaltos olivínicos*

Esta unidad fue denominada por Groeber (1929) como Basalto IV y posteriormente por el mismo autor (Groeber, 1946) como Chapualitense. Más tarde, Dessanti (1973) la denominó Formación Chapúa para agrupar a un conjunto de mantos y coladas de composición basáltica que afloran principalmente en el sector occidental de la Hoja. González Díaz (1972) denominó a estos derrames Formación Morado Alto, conectándose los asomos desde el sur con los aquí aflorantes. Las coladas afloran en el denominado campo de Llancanelo. Constituyen conos volcánicos, en parte piroclásticos, sobre los que se observan múltiples eventos lávicos. En el área las erupciones superiores de esta unidad, cubren o festonean los conos y coladas más antiguas.

Las rocas que integran esta unidad son de color oscuro a gris oscuro, masivas, con un marcado diaclasamiento que corta el manto lávico en algunas exposiciones. Se observan fenocristales de plagioclasa, tabulares, no orientados; féficos alterados y cristales de olivina. En algunas coladas se observan vesículas, rellenas por ceolitas o un material blanquecino pulverulento.

Al microscopio la textura es porfirica, la pasta entre intersertal a intergranular, de tablillas de plagioclasa (labradorita), con fenocristales de olivina, escaso piroxeno, y como secundarios carbonato, opacos y pasta vítrea.

#### *Edad y correlaciones*

Bermúdez *et al.* (1993) identificaron a este conjunto lávico como Grupo Chapúa, analizando sus características en todo el sur de la provincia de Mendoza. Las erupciones de esta asociación fueron definidas como épocas eruptivas, siendo la “Chapualitense” la más antigua. Dentro de cada una de éstas, los autores reconocieron períodos de mayor actividad y otros de calma.

De acuerdo con numerosas dataciones radimétricas, Bermúdez *et al.* (1993) dividieron este ciclo volcánico en uno inferior (Chapúa inferior) en los inicios del Plioceno superior (ca 3.6 Ma) y uno superior (Chapúa superior), cuya actividad se desarrolló en las cercanías del límite Plioceno / Pleistoceno (ca 1.7 Ma). Por tal razón, se atribuye el ciclo completo de la Formación Chapúa al lapso comprendido entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior.

### 2.5.3. CUATERNARIO

#### 2.5.3.1. Pleistoceno inferior

##### **Depósitos del Segundo Nivel de agradación (26)**

*Fanglomerados, conglomerados, areniscas*

En el área del frente de sierra se disponen depósitos psefíticos, poco consolidados, a mayor altura que el nivel de la bajada del pie de sierra. Están constituidos por conglomerados, fanglomerados y arenas gruesas dispuestas en bancos de hasta 15 m de potencia promedio, cementados por carbonato de calcio y yeso pulverulento.

Cuando se los observa detalladamente, los bancos están bien estratificados. En su base cubren un relieve previo irregular, mientras que a medida que aumenta el espesor los bancos se hacen paralelos, con estratificación entrecruzada a gran escala.

El origen de estos bancos está asociado con la actividad hídrica, dando como resultado depósitos fluviales o antiguos abanicos aluviales hoy sobreelevados. Los clastos son principalmente de rocas volcánicas de composición andesítica y basáltica subordinada. Una de las exposiciones más importantes se encuentra en la zona central de la comarca, en el cauce alto del arroyo Pincheira, donde los depósitos se disponen topográficamente por arriba del cauce actual, mientras que en la parte más externa de las exposiciones se disponen claramente sobre las coladas basálticas de la Formación Coyocho superior.

En el área de Vega Larga, al sur de la comarca, afloran por arriba tanto de los basaltos de la Formación Coyocho inferior como de los Depósitos del Primer Nivel de agradación. La composición litológica es similar a la descrita anteriormente; los espesores, en cambio, son variables, debido a su disposición sobre un paleorelieve incidido. El espesor máximo observado supera los 100 metros.

##### *Edad y correlaciones*

Estos depósitos se disponen por arriba de las coladas volcánicas más antiguas y también se presentan ascendidos con respecto al área que previamente permitió su depositación. Por relaciones estratigráficas que cubren a las efusiones volcánicas de la Formación Chapúa, se los adjudica al Pleistoceno inferior, aunque se consideran ligeramente más jóvenes que la mencionada unidad basáltica.

#### 2.5.3.2. Pleistoceno medio a superior

##### **Formación El Puente (27)**

*Basaltos olivínicos*

Con la denominación Formación El Puente se identifica a un conjunto de emisiones basálticas descritas originalmente por Groeber (1929) como “Basalto V” o posteriormente como “Puentelicense” (Groeber, 1946). González Díaz (1972) los denominó como Formación El Mollar, tomando esta nomenclatura de Basaltos del Mollar de Llambías (1966). Holmberg (1973) agrupó estas coladas como Formación El Puente, al este de la comarca en estudio.

Se trata de mantos y coladas estratificadas de composición basáltica, de color negro, gris oscuro y castaño oscuro, en menor proporción. En algunas exposiciones se intercalan depósitos piroclásticos de 2 a 4 m de potencia, principalmente ignimbríticos. Es posible en casi todos los afloramientos, determinar la superposición de las coladas o flujos lávicos, inclusive manteniendo una coloración diferenciable y corrugación de su superficie expuesta al enfriamiento.

Una roca típica de esta unidad muestra textura porfirica y pasta intergranular integrada por tablillas de plagioclasa, en parte alteradas, predominando sobre los félicos, a los que se asocian pequeños fenocristales de clinopiroxeno, olivina y mafitos.

##### *Edad y correlaciones*

Bermúdez y Delpino (1989) y Bermúdez *et al.* (1993) ubicaron esta unidad en el Pleistoceno medio a superior, basándose en numerosas dataciones radimétricas y relaciones de campo de las diferentes coladas asociadas.

#### 2.5.3.3. Pleistoceno superior

##### **Formación Loma Seca (28)**

*Ignimbritas, tobas*

Esta unidad fue definida por Hildreth *et al.* (1981) como Toba Loma Seca, para designar a un complejo de caldera y flujos piroclásticos localizados en el sector andino en la latitud S 35° 30'. Con anterioridad, en el sector argentino, Gerth (1931) había denominado a estas rocas como “Rocas efusivas Cuartarias”, mientras que Groeber (1946) las llamó “Tilhuelicense inferior”, describiendo grandes depósitos piroclásticos en el sector del río Grande,

desde el portezuelo del Pehuenche por el sur hasta el arroyo Fierro por el norte, reconociendo una secuencia inferior caracterizada por tobas de composición basáltica y una superior - más espesa - compuesta por tobas andesíticas con tendencia a dacíticas, con abundantes tramos vítreos.

Nullo (1985), en el sector de Invernada del Viejo, describió una secuencia inferior de hasta 200 m de basandesitas piroxénicas muy compactas con disyunción columnar y una superior, de mayor distribución areal, compuesta por ignimbritas andesíticas de color gris oscuro, ricas en vidrio, con una típica textura eutaxítica.

En los sectores orientales de la Hoja, en el río Malargüe, existen asomos de ignimbritas, denominados por Dessanti (1973, 1978) "Tobas del Payún Matrú", considerando que éste era el centro emisor, coincidiendo con el "Matrulitense" de Groeber (1947).

Nullo (1985) y Guenstein (1988) vincularon los depósitos piroclásticos con las ignimbritas de la Formación Loma Seca. Este último autor describió la secuencia como "Ignimbrita Malargüe", caracterizada por una unidad de enfriamiento de 10 m de potencia, equivalente con la unidad de enfriamiento superior de la "Toba Loma Seca" de Hildreth *et al.* (1984).

Esta secuencia en territorio chileno fue dividida en dos láminas compuestas por ash-flow, que se desplazaron entre 0.3 a 0.15 Ma, como resultado del colapso de la caldera del volcán Calabozos, localizada al oeste de la Hoja. Estas láminas fueron denominadas "S" la más antigua y "V" la más joven, estando separadas por un evento lávico de composición andesítica (Hildreth *et al.*, 1981, 1984).

Cada una de estas láminas ignimbríticas consisten en unidades de enfriamiento, sin cristales de cuarzo y con la coexistencia de dos piroxenos y plagioclasas. Los análisis químicos determinaron una zonación normal de la cámara magmática en una secuencia que pasa de riocitas a dacitas (Grunder, 1983; Hildreth, 1979).

Sobre la vertiente argentina, los asomos de la Unidad S continúan distribuidos ampliamente desde el cerro Campanario por el sur hasta el sur del volcán Peteroa, cubriendo el relieve previo en una superficie estimada de 460 km<sup>2</sup> con un volumen de 26 km<sup>3</sup>. La potencia estimada varía entre 90 a 100 m, disminuyendo hacia el este.

En el área del arroyo del Yeso se intercalan mantos lávicos de 12 a 30 m de potencia con los flujos piroclásticos de la Unidad S. La coloración del

conjunto es negra con intercalaciones de bandas grises a rojizas, con diferente grado de desvitrificación.

Para una mejor descripción se las ha dividido en distintas unidades de enfriamiento, en parte relacionadas.

**Lavas pre-unidad S:** Estas rocas afloran en la ladera norte del arroyo del Yeso y al sur del arroyo del Seguro, distribuyéndose desde el poniente al naciente. Las rocas se apoyan discordantemente sobre el cuerpo del Montañesito del Ciclo Eruptivo Huincán. Por arriba se dispone la Unidad S. Se trata de andesitas donde predominan fenocristales de plagioclasa de 5 mm de largo, en una pasta oscura a negra, donde se distinguen pequeños mafitos.

Los asomos muestran una importante disyunción columnar vertical en la base e inclinada en diferentes direcciones hacia el techo. Este tipo de columnas están asociadas a crecimientos a partir de irregularidades en la superficie del terreno. Asociados con el enfriamiento se observan estructuras subcirculares de 50 m de diámetro, las cuales tienen una disyunción más ancha y dispuesta en forma concéntrica, las que pueden ser interpretadas como tubos de lava rellenos, que indicarían la dirección del flujo, la que ha sido corroborada como de oeste a este.

Al microscopio la textura es porfírica, los fenocristales son 45 % de plagioclasa (oligoclasa-andesina) y 10 % de hipersteno, en tanto que la pasta muestra textura pilotáxica a afieltrada, con microlitos de plagioclasa y opacos, sobre una base vítrea.

**Unidad S:** Esta unidad ha sido dividida en el límite internacional, al oeste del arroyo Montañesito, en una unidad S inferior y otra S superior. La más antigua (S inferior) es de color negro, de alta tenacidad, debido a su fuerte soldamiento y con una importante disyunción columnar. La unidad S superior es de color gris y muestra una alternancia de bandas claras y oscuras producto de una desvitrificación diferencial y una cristalización con una importante fase vapor.

En el arroyo Montañesito se observa un perfil de aproximadamente 100 m de potencia descrito detalladamente por Bouza (1991), integrado por ignimbritas de color gris oscuro en la base (15 m), de aspecto porfírico, luego 2 m de ignimbritas de color castaño amarillento, muy meteorizadas, con abundantes *fiammes* de color gris oscuro. Luego siguen 10 m de ignimbritas color morado-rojizas, con un intenso bandeamiento debido a diferentes grados

de cristalinidad. Continúan 45 m de ignimbritas de color oscuro, con alternancia de bandas claras, proporcionándole cierta foliación o partición en láminas a la roca. En todos los casos las ignimbritas muestran una composición andesítica a basandesítica.

Al microscopio una muestra característica exhibe una textura eutaxítica dominante, los fiammes tienen formas irregulares y orientadas en la dirección del flujo. Los cristaloclastos son de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, biotita y opacos no identificados. Los litoclastos son de volcanitas mesosilíceas e ignimbritas. La matriz es predominantemente vítrea, de color castaño, con una incipiente desvitrificación, compuesta por trizas aplastadas, algunas en forma de Y, que le otorgan cierto bandeamiento en la dirección del flujo y líneas de presión en los litoclastos.

En sectores del río Malargüe los espesores son menores, en tanto que los flujos son encauzados. Se han podido determinar dos eventos de flujos superpuestos, constituyendo ambos una unidad de enfriamiento (Guerstein, 1988).

El flujo inferior está compuesto por ignimbritas de color gris oscuro a negro, densamente soldadas, con *fiammes* de hasta 5 cm de largo, matriz abundante y escasos fragmentos líticos. Se observan estructuras de tipo lajoso, producto del enfriamiento. Los fragmentos líticos corresponden a volcanitas de composición mesosilícica a básica.

El flujo superior es de color gris claro con escaso a moderado soldamiento. La roca es tenaz, a veces friable, con abundante matriz y pobre inclusión de fragmentos de pómez y líticos. La textura predominante es vitroclástica, con abundante matriz (más del 90 %) compuesta por trizas de vidrio con soldamiento incipiente. La concentración de líticos es un poco menor que en la inferior, sin cambios en la composición, predominando las andesitas.

El pasaje entre ambas unidades es gradual, sin embargo se notan a distancia por el cambio de coloración. Ambas unidades distales se corresponden con la descrita al oeste para la Unidad S, teniendo en este caso menor espesor (Nullo, 1985; Guerstein, 1988).

#### *Edad y correlaciones*

De acuerdo con las dataciones radiométricas determinadas por Hildreth *et al.* (1984), los depósitos de la Formación Loma Seca se asocian a las efusiones de la caldera Calabozo, variando su edad entre 0.8,

0.3 y 0.15 Ma, lo que permite ubicarlos en el Pleistoceno superior.

### **Depósitos de la llanura pedemontana (29)**

*Arenas, limos, arcillas*

Se han cartado en esta unidad depósitos que se manifiestan en una extensa superficie, casi plana, que se dispone desde el pie de sierra hacia el este, llegando a confundirse con la depresión de la laguna de Llancanelo. Se trata de depósitos clásticos (arenas, limos y arcillas), de granometría variada, dependiendo de la energía del medio que los movilizó y de la distancia del frente de sierra. Sobre estos depósitos y concomitantemente con su formación, se disponen los cursos de agua actuales y en ellos se labraron los cauces y valles por donde corre el agua, removilizando el material de los depósitos de la llanura pedemontana adyacente. Conforman estos depósitos rodados redondeados, de variado tamaño, de poca selección, constituidos por rocas provenientes de los sectores elevados occidentales. Se intercalan camadas de sedimentos más finos, como puede observarse en las barrancas de los ríos que los erosionan.

#### *Edad y correlaciones*

Los depósitos de esta unidad podrían correlacionarse con los de la Formación El Zampal (Polanski, 1963). Este autor los ubicó entre el Pleistoceno superior y la base del Holoceno. Rodríguez y Barton (1993) extienden estas acumulaciones en el mapeo regional hasta constituir el relleno de la depresión de los Huarpes, la que es abarcada en parte por el sector oriental de la Hoja. Se comparte su ubicación temporal en el Pleistoceno superior, pudiendo alcanzar eventualmente el Holoceno temprano.

#### 2.5.3.4. Holoceno

### **Basalto Cerro Campanario (30)**

*Basaltos olivínicos*

El cerro Campanario está ubicado al sur de la comarca, formando parte del límite internacional con la República de Chile. Desde este cerro bajan coladas basálticas que se disponen periféricamente a la boca del cono, las que se adjudican a esta unidad. Los sectores más altos se presentan muy erosionados y parte del sector occidental del cono se encuentra desmantelado. Por su morfología se considera que

estos basaltos poseen edad holocena, pero no se dispone de dataciones radimétricas que lo confirmen.

### **Basalto Peteroa (31)**

*Basaltos olivínicos, tobas*

El volcán Peteroa está ubicado en el sector medio de la Hoja, sobre el límite internacional con Chile. En la parte más elevada se halla el cono volcánico o caldera, el cual ha estado en actividad histórica entre los años 1660 a 1991 en 13 oportunidades (Sruoga *et al.*, 1993). Sobre el faldeo oriental se disponen sucesivas coladas basálticas. Parte de éstas se han mapeado independientemente, observándose distalmente que se asientan sobre piroclastitas de la Formación Loma Seca. Por sus características geomorfológicas el aparato volcánico tuvo diferentes etapas de actividad. Las lavas más jóvenes, por su aspecto, se pueden asimilar al Holoceno, sin que se disponga de dataciones radimétricas que lo confirmen.

### **Depósitos morénicos (32)**

*Bloques, gravas, arenas*

Se han observado depósitos morénicos en varios sectores cordilleranos, constituidos por fanglomerados gruesos dispuestos principalmente a modo de morenas laterales retrabajadas. Se manifiestan principalmente en el valle del río del Cajón y en las serranías al sur de la laguna Manguira. También afloran en otros sectores cordilleranos, como en las terrazas laterales de la desembocadura de los ríos Salado o Atuel, donde se han reconocido numerosos rodados estriados. En otros sectores de la Hoja se han observado acumulaciones producto de procesos glaciarios, pero por razones de escala del trabajo han sido imposibles de mapear.

En casi todos los casos están caracterizados por rodados poco seleccionados, subangulosos a redondeados, compuestos por rocas volcánicas entre las que prevalecen las correspondientes al Ciclo Eruptivo Huincán. En otras ocasiones, en valles más pequeños, como el Montañes y el Montañesito, las acumulaciones son muy pequeñas, y se conservan en el fondo de las quebradas en parte retrabajadas por la posterior acción fluvial.

Se considera que se han depositado por la acción glaciaria que tuvo lugar a inicios del Holoceno, como acontece en el resto de los sectores cordilleranos.

### **Formación Tromen (33)**

*Basaltos olivínicos*

Se agrupa con esta denominación a las coladas basálticas del “Basalto VII” (Groeber, 1929) o “Tromenlitense” (Groeber, 1946). Dessanti (1973, 1978) y Holmberg (1973) dentro de la comarca y al este, las describieron respectivamente como Formación Tromen, mientras que González Díaz (1972), al sur del área, las agrupó como Formación Cerro Carbonilla.

Esta unidad está caracterizada por coladas basálticas, escoria, *lapillis* y cenizas volcánicas, de color negro oscuro o rojizo. Las acumulaciones se muestran casi como si recién se hubieran producido. Sobre la superficie, los detalles del flujo, como los escapes de gases, se observan claramente.

Una de las coladas más espectaculares de esta unidad es la que cortó y endicó el río Salado, al este del paraje Los Molles. Allí se observa que se formó un espejo de agua, que desarrolló un sistema de terrazas al oeste del endicamiento, hasta que finalmente pudo cortar nuevamente su cauce. La laguna de la Niña Encantada está asociada a este fenómeno lávico.

Otras coladas de similares características morfológicas se disponen en el sector oriental de la comarca, como las de los conos de Piedras Blancas o las del cerro Jarilloso, algo más al norte. La superficie está marcada por una intensa aspereza, que hace dificultoso el desplazamiento a través de ella. Se trata de basaltos escoriáceos, muy porosos y con las amígdalas rellenas de ceolitas. La roca es de color gris oscuro a negro, con abundante cantidad de vesículas pequeñas, redondeadas o estiradas por el peso de coladas sucesivas en el momento del enfriamiento. La textura es porfírica, con pasta pilotáxica a hialopilitica, con tablillas de plagioclasa, corroídas y alteradas, con cierta orientación. Posee fenocristales de olivina, clinopiroxeno y opacos.

El aspecto superficial de la lava es áspero, de superficie irregular, observándose centralmente canales de flujo y conducción del material producidos en el momento de su desplazamiento. Las zonas de emisión se manifiestan en algunos casos por bocas o pequeñas calderas, mientras que en otras coladas la alimentación es fisural.

Una datación radimétrica efectuada por Valencia *et al.* (1969) en la colada de Piedras Blancas arrojó un valor de  $0,4 \pm 0,2$  Ma, que las ubica dentro del Holoceno. Bermúdez *et al.* (1993) también ubicaron esta unidad en el Holoceno.

### Depósitos eólicos (34)

*Arenas finas a muy finas*

Los depósitos eólicos se disponen principalmente en el área pedemontana de la comarca ubicada al este, alejada del frente montañoso. Sin embargo, dentro de los valles profundos, especialmente al oeste de la comarca y al este del volcán Descabezado de Chile, se disponen médanos móviles de gran tamaño.

Los materiales que constituyen los médanos son arenas de tamaño fino a muy fino, de gran selección y alta movilidad. En el caso de los médanos del oeste de la comarca, gran parte de los clastos están constituidos por vidrio volcánico, producto de las emisiones volcánicas históricas o del retrabajo de las tobas o ignimbritas de la Formación Loma Seca. La edad de estos depósitos corresponde al Holoceno.

### Depósitos aluviales (35)

*Bloques, gravas, arenas, limos*

Las planicies aluviales de los ríos más importantes de la comarca, así como las de los afluentes que forman la extensa red de drenaje que cubre el área, presentan depósitos aluviales, tanto en el fondo actual de los cursos, como representados en niveles de terrazas elevadas del nivel del fondo del valle. Por razones de escala y del tipo de trabajo llevado a cabo, todos estos depósitos han sido reunidos en una sola unidad y así mapeados.

Se pueden distinguir dos sectores, uno occidental o montañoso, de otro oriental o de pie de monte, donde las sedimentitas se encuentran con diferente representación.

En el sector occidental o montañoso, los valles más importantes presentan depósitos en las áreas de menor erosión hídrica, como es en parte del río Grande, en valle Hermoso, en la junta de numerosos e importantes ríos que le dan origen a este sistema hídrico, en el área del valle Noble y alrededores y en la desembocadura de los ríos Chico y Poti Malal. Otro tanto ocurre en las planicies del río Salado, como son los espesos depósitos que se disponen en el valle de Las Leñas o el área de Los Molles, algo más al este. El río Malargüe tienen una planicie aluvial más estrecha que los anteriores, presentando pocos sectores donde se dispongan depósitos aluviales y terrazas. El río Atuel, en cambio, tiene en todo su recorrido una ancha planicie aluvial con extensos depósitos de rodados, muchos de ellos a modo de

terrazas, los que dentro del ámbito de la Hoja muestran un pequeño afloramiento en el sector norte.

En el sector oriental o de pie de monte, los depósitos se encuentran encajados dentro del paisaje de la llanura pedemontana. Aquí se destacan los ríos Malargüe, Salado y Atuel, estos dos últimos unidos. Sus cauces acarrearán materiales clásticos gruesos, compuestos por rodados bien redondeados con un diámetro promedio de hasta 15 cm, mientras que en otras oportunidades los tamaños son algo mayores.

El ancho de los valles con sus depósitos, incluyendo los niveles de terrazas, son mayores que en los sectores occidentales, predominando debido a la erosión vertical, en el valle del río Atuel, donde las terrazas llegan a tener un ancho de más de 4.000 metros.

## 3. ESTRUCTURA

La estructura de la Hoja 3569-III / 3572-IV, MALARGÜE, puede ser dividida en dos grandes áreas, que responden claramente a su expresión morfológica. Al oeste domina una estructura denominada faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski *et al.*, 1993), mientras que al este se dispone una zona de plataforma o también denominada depresión de los Huarpes (Polanski, 1964), en la cual se presenta una estructura de bloques, sin afectación tectónica de corrimientos.

### *Faja plegada y corrida de Malargüe*

Esta faja plegada y corrida se corresponde al norte y al sur con la faja plegada cordillerana, que se extiende con diferentes características y ancho por toda la Cordillera de los Andes. En la comarca que nos ocupa se dispone con un ancho variable, alcanzando sectores más al oriente en el sur de la Hoja.

En esta faja predominan las láminas de corrimiento con una importante vergencia al este, dando lugar a plegamientos y a retrocorrimientos muy evidentes. Las láminas de corrimiento que intervienen, desde el límite internacional hasta el borde oriental de la faja, son numerosas, dependiendo del sector donde se efectúe el perfil transversal y también, en parte, del tipo de interpretación efectuada.

La orientación de las macro estructuras son, en el norte y centro de la Hoja, de dirección noreste-sudoeste, mientras que en el sur del área son nortesur. En la comarca predominan los corrimientos y los retrocorrimientos, los que producen estructuras de plegamiento de igual orientación.

De acuerdo con el desplazamiento en el tiempo de las diferentes rampas hacia el este, los sectores occidentales del límite internacional son los que presentan mayor deformación debido a la compresión desarrollada sobre los mismos, mientras que el sector central presenta una estructura algo menos compleja. El sector externo, en cambio, muestra una estructuración más simple y amplia.

Otro elemento a tener en cuenta es la presencia, en el norte de la comarca, del hundimiento del Bloque de la Cordillera Frontal, dispuesto al este del sector compresional de la faja, el que le imprime a la estructura un giro al noreste en el marco de la gran estructuración.

Debido a la combinación de estos factores, los corrimientos más antiguos se disponen al oeste, siendo el plano del corrimiento más vertical, mientras que la superficie de los afloramientos se encuentra más erosionada, estando visible en terrenos más antiguos en los términos geológicos involucrados en el corrimiento. Los retrocorrimientos son simples, con sentido de desplazamiento del frente montañoso hacia el antepaís.

El límite oriental de la faja plegada está delimitado al norte de la comarca, al este de la Cuchilla de la Tristeza, continuándose hacia el sur por El Sosneado, el área de El Mollar, al este del flanco oriental del anticlinal de Malargüe, Cerro de los Caballos - Malal del Medio y de allí hacia el sur, hasta el cerro del Petiso o Fortunoso.

Las interpretaciones de la evolución de la estructuración han sido efectuadas por diferentes investigadores en distintas secciones transversales a la estructura. Entre ellas se pueden citar las de Kozlowski *et al.* (1989) para el área de la Cuchilla de la Tristeza, al norte de esta comarca y fuera de los límites de la presente Hoja.

Las otras tres secciones interesantes que atraviesan la comarca son las del río Salado, desde Portezuelo Ancho hacia el este, el corte del río Malargüe entre La Valenciana hasta el anticlinal de Malargüe por el este, y al sur el perfil desde Paso Pehuenche a Bardas Blancas - La Batra.

### **Río Salado**

La interpretación estructural de la sección transversal del río Salado comienza en Portezuelo Ancho y de allí continúa hacia el este hasta el frente de sierra. El tramo occidental está constituido por tres sectores bien definidos, el occiden-

tal desde Portezuelo Ancho hasta el valle de Las Leñas, expone las rocas del basamento de la cuenca, como las de la Formación Arroyo Mendino y del Grupo Choiyoi, cabalgando sobre terrenos más jóvenes, utilizando como rampa de despegue el yeso de la Formación Auquilco.

El sector central presenta una rampa más tendida, lo que da como resultado plegamientos sobre la base de las mismas de corrimientos en parte apretados y volcados. Estas características se mantienen hasta la falla o retrocorrimiento de Cañada Ancha, donde se observa un fuerte replegamiento de las secuencias sedimentarias post Grupo Mendoza.

Desde el retrocorrimiento hacia el frente plegado, las características estructurales del frente muestran un anticlinal volcado, deformando en la pared colgante a secuencias más jóvenes que las del yeso de la Formación Auquilco, con despegue en esta unidad.

Una diferencia de interpretación se observa en este perfil cuando se comparan los trabajos de Manceda *et al.* (1992) y Manceda y Figueroa (1993) con Manceda y Figueroa (1995), especialmente en la interpretación del fuerte retrocorrimiento de Cañada Ancha - El Infiernillo. En el primero de ellos se observa claramente su trazado, aunque no se concuerda que la rampa deba estar fallada para su presencia, mientras que en la segunda interpretación se marcan dos rampas pequeñas, con casi nula interacción del retrocorrimiento.

Entre el retrocorrimiento que delimita el yacimiento Puesto Rojas en el oriente y la falla de El Infiernillo, se puede citar la interpretación de subsuelo de Giampaoli *et al.* (2002), quienes efectuaron un perfil estructural balanceado.

### **Río Malargüe**

El perfil del río Malargüe muestra al oeste los contrafuertes orientales del cerro Serrucho, caracterizado por un intrusivo del Mioceno. Hacia el este se dispone una estructura compleja compuesta por pliegues y fallas. De nuestras observaciones de superficie se pueden separar dos tramos bien diferenciados, uno occidental desde el área del intrusivo hasta el retrocorrimiento y otro oriental desde el retrocorrimiento hasta el frente de la faja plegada.

Esta secuencia estructural ha sido interpretada por Mingramm *et al.* (1993) y Ploszkiewicz (2002), quienes se basaron en la interpretación de tres secciones sísmicas. En ellas se muestran suaves

sinclinales, corrimientos de bajo ángulo y retrocorrimientos. Ambas interpretaciones son diferentes en el arreglo de las unidades en subsuelo, aunque se basan en los mismos datos de sísmica y pozos.

Para una mejor descripción de este perfil se pueden separar dos tramos diferentes, el occidental donde el núcleo está formado por el anticlinal de La Valenciana, con la disposición de una rampa constituida en su núcleo posiblemente por volcanitas del Grupo Choiyoi, mientras que el tramo oriental muestra una nueva rampa, cuyo núcleo aflora al sur de la localidad de Malargüe. El eje de esta rampa está marcado al sur por la presencia del anticlinal de Malargüe, mientras que el retrocorrimiento dispuesto al este de esta rampa marca el fin del sinclinal suave de Malargüe hacia el este de la fuerte estructura.

Hacia el norte, este retrocorrimiento corta secuencias terciarias como las de la Formación Pincheira, donde la Formación Huitrín se muestra cabalgando (Foto 5) con vergencia al oeste, con un ángulo cercano a los 45°.

### ***Paso Pehuenche - Bardas Blancas***

La sección o perfil transversal más austral se ubica desde el paso Pehuenche, por el oeste, hasta Bardas Blancas - La Batra por el este. Presenta estructuras de pliegues y fallas. En este perfil las fallas más importantes son la de Llano Grande al oeste y la de Bardas Blancas por el este.

La primera falla corta secuencias hacia arriba con un ángulo de buzamiento de 15°. El bloque colgante presenta una estructura anticlinal asimétrica con limbo frontal volcado (Dimieri y Nullo, 1993). Hacia el este, en el río Poti Malal, se observa el anticlinal de La Ventana, asimétrico con vergencia hacia el oeste, lo que marca la presencia de un retrocorrimiento. En la unión de esta falla con el arroyo se observa una fuerte discontinuidad estructural, continuando hacia el sur con un pliegue por propagación de falla que afecta a las sedimentitas que subyacen a la Formación Auquilco, con vergencia al oeste.

En general, las estructuras están generadas por los corrimientos dirigidos hacia el antepaís y son de dimensiones equiparables con aquellas relacionadas con los retrocorrimientos. Para cuantificar el cizallamiento, Dimieri y Nullo (1993) concluyeron que las dimensiones de las estructuras son similares, al igual que la cizalla angular que los generó. También

se estimó la profundidad de la o las rampas arribándose a proponer una profundidad de 4 kilómetros

Partiendo del análisis de las estructuras, se pudieron caracterizar tres regiones, el límite entre las más occidentales se dispone en el río Poti Malal, mientras que entre las más orientales es el arroyo Chequenco. La región occidental muestra estructuras con vergencia oriental dominante, que afectan a las secciones estratigráficas aflorantes por arriba de la Formación Auquilco. Las estructuras de la región central muestran vergencia hacia el oeste y afectan a las rocas sedimentarias incluyendo a las más antiguas.

El tramo oriental, desde el arroyo Chequenco hasta el frente de deformación al este de La Batra, presenta depósitos terciarios plegados y corridos a modo de una cuenca de *piggyback*, disponiéndose una estructura plegada que se continúa hacia el norte en el anticlinal de Malargüe. Por lo expuesto, se puede describir a este perfil como generado por corrimientos que se propagan ciegos al antepaís, con una cuenca continental de pie de sierra transportada, mientras que el frente montañoso se presenta caracterizado por retrocorrimientos.

### ***Depresión de los Huarpes***

Al este de la comarca se dispone un área plana a levemente inclinada, compuesta principalmente por el apilamiento de sedimentitas cretácico-terciarias. El espesor de la secuencia no plegada es importante, encontrándose solamente afectada en el flanco occidental, debido a los corrimientos en profundidad.

Las acumulaciones sedimentarias en esta depresión tienen potencias superiores a los 2.000 m en gran parte del área. En el yacimiento Llancanelo, los espesores al tope del Grupo Neuquén son de 850 metros (Md.N.LL. x-1). Al sur, en el área de Pampa Palauco, varios pozos cortaron una pila sedimentaria de aproximadamente 2.800 metros. El pozo YPF MdNPP x-9 atravesó 2819 m de sedimentitas mesozoicas y terciarias hasta llegar a la base del Grupo Cuyo.

En toda esta área las secuencias sedimentarias se presentan suavemente plegadas a onduladas. En otros sectores, los pliegues suaves son interpretados como estructuras sinsedimentarias, como es el caso del área Atuel Norte, donde se presentan abultamientos importantes de los bancos calcáreos de la Formación Huitrín, ubicados a más de 1.400 mbbp, aunque en

este sector, por ser borde de cuenca, por debajo de este objetivo pueden no encontrarse términos más antiguos.

La estructura del basamento donde se apoyan las acumulaciones sedimentarias, fue originalmente la superficie expuesta como resultado de una estructura de bloque, que en los sectores pasivos, como ocurre en esta depresión, continuaron los procesos extensivos. Este evento tuvo lugar a partir del Paleozoico superior - Triásico (Nullo, 1991) y continuó durante el Terciario - Cuaternario. Como prueba de ello se pueden observar las continuas emisiones de rocas basálticas en el retroarco, el que ha migrado de oeste a este.

En la actualidad este sector presenta una suave estructura que se acomoda al fondo de la cuenca, con pliegues poco marcados, en algunos casos interpretados como generados por procesos extensionales, cuyos bloques se disponen levemente rotados.

## 4. GEOMORFOLOGÍA

El relieve de la Hoja 3569-III / 3572-IV, MALARGÜE, está delimitado geomorfológicamente por dos grandes áreas, una occidental, de tipo montañoso y otra oriental, de pie de sierra. González Díaz y Fauqué (1993) sintetizaron la geomorfología de la provincia, con la cual se coincide, se resume y detalla.

### 4.1. RELIEVE DE LA REGIÓN OCCIDENTAL

La mitad occidental de la Hoja está dominada por un paisaje montañoso de fuerte relieve. En él los cordones serranos, de acuerdo a los lineamientos estructurales que caracterizaron su evolución tectónica, presentan una dirección predominante norte-sur a noreste-sudoeste.

El perfil transversal de los cordones es en general asimétrico, mostrando una tendencia de la pendiente más suave hacia el oeste y más fuerte hacia el este. Amplios valles separan estas elevaciones, con un arrumbamiento preferencial norte-sur. En oportunidades, aprovechando lineamientos estructurales, los valles cortan la estructura serrana, cambiando su dirección a este-oeste.

Los valles más importantes paralelos a la estructuración general son el del río Grande en el norte, el del Chico en el sur y el de las Leñas en el centro de la comarca. Los valles transversales que

cortan las grandes estructuras son los de los ríos Salado, Malargüe y Grande, al sur de la región.

Dentro de esta área se han reconocido diferentes paisajes, que responden tanto a las características estructurales como a las condiciones litológicas presentes, los que se describen a continuación.

### *Relieve de las sedimentitas mesozoicas*

Está marcado por un relieve suave, donde las estructuras de anticlinales y sinclinales, de arrumbamiento noreste-sudoeste, son las responsables de las características serranas. El paisaje se encuentra en una etapa madura, producto de la actividad del ciclo fluvial. Las estructuras controlan completamente el relieve. En algunas oportunidades esta monotonía se ve interrumpida por cuerpos intrusivos terciarios, que sobresalen del paisaje por su aspereza y altura.

Las elevaciones más importantes se encuentran en los cerros que bordean tanto por el este como por el oeste la sierra de los Paramillos, al este del valle de Las Leñas, los anticlinales que flanquean el río Grande en valle Hermoso, el sector del río Chico y las elevaciones del arroyo La Vaina. Los cursos de agua de los arroyos Tronquimalal, Chachao y Manquimalal se adaptan a los lineamientos estructurales de plegamientos.

### *Relieve volcánico antiguo*

Estas áreas presentan un fuerte relieve, se destacan por estar sobreimpuestas a las áreas suaves anteriormente descritas. Constituyen los sectores más altos de la comarca y son los más abruptos.

### *Relieve de las piroclastitas*

Este relieve se distingue por exhibir mantos de piroclastitas, las que rellenan tanto valles profundos como sectores altos. En muchos lugares invierten el paisaje o han interrumpido el drenaje establecido antes de su depositación.

El área donde predominan se centra en la alturas occidentales de la comarca en la región cercana al límite internacional, donde se han generado. Cuando rellenan relieves previos irregulares, las piroclastitas poseen en algunos casos espesores importantes. Merced a la erosión que las ha afectado, forman mesillas o mesas, en general horizontales.

### ***Relieve basáltico sobreelevado***

En el frente de sierra, en forma de faja de dirección noroeste - sudeste, se observa un relieve elevado, caracterizado por mantos basálticos derramados sobre planicies elevadas. En el sector del frente de sierra las coladas le confieren al paisaje un aspecto mesetiforme, parecido al del sector extraandino. A modo de orla se disponen asentamientos caracterizados por los derrumbes de las coladas basálticas, los que se producen debido a la erodabilidad de las rocas que las sustentan.

Los mantos presentan una inclinación suave que, en general, tiende hacia el este. La superficie de los derrames es áspera y escarpada. En el sector occidental, sobre el límite internacional, mantos basáltico provenientes de conos volcánicos se derraman sobre el antiguo paisaje, dando una morfología similar a los derrames del frente de sierra, aunque su génesis no es comparable.

#### ***4.2. RELIEVE DE LA REGIÓN ORIENTAL***

Está dominado por una amplia bajada que cubre más de la mitad de la Hoja. Sobre este relieve se dispone un paisaje volcánico construido en diferentes etapas. En el área central se halla la depresión de la laguna de Llanquanelo, siendo éste el sector más deprimido de la comarca. Dentro de él se han reconocido diferentes paisajes que se detallan a continuación.

### ***Relieve volcánico***

Se ha integrado dentro de este paisaje a un conjunto de coladas basálticas que funcionaron en diferentes momentos y que, por lo tanto, han estado expuestas durante distintos lapsos a la erosión meteórica. Este proceso da como resultado que el paisaje presente un modelado más suave en las coladas más antiguas y más abrupto o irregular en aquellas más jóvenes o recientes. Sobre la superficie se disponen numerosos conos volcánicos, aportillados o compuestos por cenizas y materiales piroclásticos.

### ***Planicie aluvial pedemontana I***

En el sector norte de la Hoja se dispone una geoforma alargada, que penetra en la comarca y sólo está expuesta a ambos lados de la desembocadura del río Atuel en la planicie aluvial pedemontana II.

Está compuesta por sucesivos procesos de acumulación de pie de monte y fluviales, que se elevan del paisaje y quedan como retazos erodados de esta antigua actividad.

Hacia el norte de la comarca y fuera de los límites, esta geoforma continúa con otras superficies similares, que lentamente van ganando altura topográfica. Esta antigua planicie aluvial supera la desembocadura del río Diamante, correlacionándose con aquella descrita por Volkheimer (1978) y coincidente hacia el norte con la más antigua reconocida por Polanski (1963).

### ***Planicie aluvial pedemontana II***

Cubre una amplia zona, disponiéndose al frente del área serrana y bordeando los sectores deprimidos de la laguna de Llanquanelo. Presenta un perfil asimétrico, con pendiente hacia el este o sudeste, acompañando el sistema de drenaje de los cauces más importantes del área. Dessanti (1973, 1978) describió esta planicie vinculada con la génesis aluvial de los ríos Atuel, Salado y Malargüe, a los que González Díaz y Fauqué (1993) reúnen dentro de la zona pedemontana entre el río Diamante y la laguna de Llanquanelo.

### ***Salinas y bañados***

Amplios sectores de relieve plano oriental, se disponen alrededor de la depresión de la Laguna de Llanquanelo. Debido a la escasa pendiente de esta geoforma, en épocas de lluvias o deshielo se inundan provocando los bañados, los cuales en tiempos de insolación, por la evapotranspiración cambian a salinas o depresiones salobres. Las coladas basálticas que bordean esta geoforma contribuyen a cercar aún más el perímetro y que este ambiente se desarrolle a una cota topográfica menor.

Sobre el borde de la laguna se acumulan arenas eólicas, las que debido al constante viento predominante del oeste, se desplazan. Estas formas no incrementan la superficie de emplazamiento ni el volumen del material a lo largo del tiempo. Las arenas cubren amplias zonas y participan de ellas materiales pumíceos, de composición andesítica y cuarzo.

En los sectores de salinas predominan las duricostras desarrolladas sobre la superficie. En general se concentran en el centro de las depresiones o recostadas contra las coladas basálticas.

### 4.3. RELIEVE GLACIARIO

Desde los sectores altos del área cordillerana hasta los profundos valles se observa la acción del relieve glaciario. En la mayoría de los valles del área del límite internacional se observan geoformas de origen glaciario, depósitos morénicos de fondo de valle y circos de alimentación en las cabeceras de los valles. Los depósitos laterales se presentan mejor conservados que los frontales.

Los valles muestran un diseño de tipo “U” que indica el paso de lenguas glaciarias de tipo alpino, las que deben haber llegado hasta conformar un único campo, por lo menos en los sectores del río Grande, desde la confluencia con el río Chico y de allí aguas arriba.

## 5. HISTORIA GEOLÓGICA

La evolución geológica de la comarca puede ser dividida en varias etapas, correspondiendo cada una de ellas a los distintos episodios tectono-sedimentarios que tuvieron lugar.

### *Paleozoico*

La evolución paleozoica se encuentra relacionada con la presencia de rocas atribuidas al Paleozoico superior (Formación Arroyo Mendino), las que se relacionan directamente con la evolución de la Cordillera Frontal. Esta pequeña representación litológica permite observar la constitución del “basamento” pre-cuenca mesozoica. El mismo tiene una historia paleozoica superior, en el que intervienen tanto sedimentitas marinas del Carbonífero como los sucesivos episodios magmáticos intrusivos del Carbonífero superior - Triásico.

### *Mesozoico*

Durante el Pérmico superior y el Triásico medio se produjeron importantes derrames volcánicos que tapizaron todo el ámbito de la comarca y se extendieron por toda la cuenca Neuquina. La composición de las rocas volcánicas indica que provienen de la fusión parcial de la corteza, evidenciando un proceso extensional generalizado vinculado a la disgregación de Gondwana, que dio como resultado el desarrollo de una cuenca marina con conexión al borde occidental del continente.

Un proceso tectónico transcurrente originó numerosas cuencas intercratónicas extensionales, las

que se rellenaron con sedimentitas continentales durante el Triásico medio a superior. Un pulso magmático durante el Triásico superior tardío, intruyó a las sedimentitas continentales.

Con posterioridad, las sedimentitas marinas del Triásico superior (Noriano - Retiano) al norte de esta comarca, marcan el inicio de la sedimentación marina en la cuenca. Al sudeste del área son equiparadas con sus equivalentes continentales (Noriano - Retiano) y el pasaje a ambientes costaneros (Triásico superior - Liásico inferior) aquí expuestos, lo que evidencia un continuo proceso extensivo (*rifting*) y de profundización de la cuenca.

La evolución de la cuenca continúa con la ingesión de un mar somero durante el Hettangiano, que se profundizó lentamente hasta el Bathoniano o eventualmente hasta el Calloviano inferior, caracterizándose por secuencias pelíticas en facies de *onlap*. Al sur del área y durante el Bathoniano superior - Eocalloviano se establecieron condiciones de estabilidad en la cuenca. Esto dió lugar a la depositación de rocas carbonáticas marinas, lo cual precedió al *offlap* del Calloviano medio - tardío.

Este descenso relativo del nivel del mar entre el Bathoniano y el Eocalloviano, se manifiesta con secciones estratigráficas condensadas o incompletas. Las mismas se disponen al oeste de la comarca, como en la quebrada de Santa Elena, arroyo del Cobre y río Tordillo, donde se produjeron altofondos, probablemente como resultado de una tectónica mesojurásica. La caída del nivel del mar durante el Calloviano medio - superior fue rápida y quedó manifestada con la depositación de niveles de yeso en toda la cuenca, aunque con exposiciones esporádicas.

Nuevamente se desarrolló una etapa de *onlap* ubicándose en el Oxfordiano. Este período de estabilidad no presentó características de aguas profundas como ocurrió en el tiempo anterior. Así lo confirman depósitos de calizas y pelitas calcáreas. Durante el Oxfordiano superior hasta el Kimmeridgiano medio, un nuevo *offlap* tuvo lugar. Esta etapa de amplia distribución en todo el ámbito de la cuenca, generó como resultado importantes depósitos de evaporitas entre las que predomina el yeso y los niveles calcáreos, presentando algunas variaciones laterales dentro de la cubeta.

Con posterioridad a este último evento, la comarca fue cubierta en el Kimmeridgiano por depósitos clásticos continentales de color rojo, que se proyectan a todo el resto de la cuenca Neuquina. Los términos basales de la columna presentan una típica se-

cuencia continental, conteniendo niveles con marcas de corrientes, estratificación entrecruzada y marcas interstratales, mientras que hacia el techo se disponen niveles clásticos más finos, verdosos, de posible origen lacustre. Concomitantemente, al occidente de la comarca se disponen intercalaciones de bancos de rocas volcánicas de composición basáltica, con fusión de la corteza profunda o del manto superior durante el Kimmeridgiano superior. Este evento ha sido asignado a los movimientos Araucanos.

Un nuevo *onlap* tiene lugar con la evolución de un ciclo marino, que en algunos sectores de la cuenca comenzó en el Tithoniano – Berriasiano con depósitos de pelitas oscuras ricas en fauna marina, pudiendo llegar en otros sectores hasta el Valanginiano inferior. Lateralmente, durante este último tiempo los depósitos carbonáticos comenzaron a ser más importantes, llegando a predominar en toda la cuenca alcanzando hasta el Barremiano inferior.

Por último, la cuenca marina experimenta durante el lapso Aptiano – Albiano un nuevo *offlap* representado por niveles de evaporitas, anhidrita y sal, que contemporáneamente cubrieron toda la comarca. Continúan niveles clásticos rojos con algunas intercalaciones calcáreas y algales, lo que manifiesta que las zonas continentales expuestas mantenían las condiciones de depositación marina somera o breves *onlap* costeros.

Una importante sedimentación continental se impone en toda la cuenca, con espesas secuencias en el centro de cuenca, mientras que en los bordes, como acontece en esta comarca, son condensadas. Estas capas rojas se desarrollaron desde el Cenomaniano hasta el Campaniano inferior. Muestran estratificación entrecruzada, marcas de corrientes, óndulas y contiene numerosos fósiles que marcan un ambiente continental, desconectándose lentamente del borde marino del Pacífico. Este desacople podría evidenciar una estructuración cordillerana durante el Cretácico superior, pues cambia el área de aporte que hasta ese momento era del este, mientras que los términos pelíticos superiores de la secuencia transgreden las secuencias clásticas hacia el este.

Durante el Campaniano superior y el Daniano un mar somero invadió nuevamente gran parte de la cuenca Neuquina, incluyendo la comarca en estudio y otras grandes áreas continentales del extremo sur de Sudamérica. Delgados depósitos costeros portadores de fauna de invertebrados marinos, se disponen en bancos de calizas y limolitas calcáreas. Este *on lap* proveniente del océano Atlántico presenta

una sedimentación de plataforma somera y de gran distribución areal. Concomitantemente algunos episodios volcánicos presentes en otras áreas, se manifiestan en la comarca con secuencias piroclásticas asociadas.

### ***Paleógeno y Neógeno***

Durante gran parte del Paleógeno no se conocen registros de actividad magmática ni depósitos sedimentarios que testifiquen la actividad geológica dentro de la columna estratigráfica de la comarca. Por esta razón, se presenta un gran hiatus que abarca desde el Eoceno inferior hasta el Mioceno más bajo. El mismo se corresponde con un intenso período de erosión, probablemente asociado con la actividad de la fase Incaica.

Con el inicio de una mayor actividad subductiva, se instaló un arco magmático en el área cordillerana, acontecimiento que tuvo lugar durante el Neógeno. En el sur de la cuenca, esta actividad comenzó tempranamente, pero en la comarca que nos ocupa se registró recién a los 17 Ma, haciéndose más intensa entre los 14 Ma hasta los 5 Ma, para luego decrecer nuevamente en toda esta zona hasta la actualidad, pasando a ser entonces más importante la actividad en el retroarco, situado al naciente de esta comarca.

Durante el Mioceno inferior comenzaron a registrarse los primeros pulsos del arco magmático cordillerano que evolucionó con posterioridad hacia el antepaís. Este evento se ha denominado Ciclo Eruptivo Huincán, en su etapa inicial, para que quede clara la nomenclatura para el probable Ciclo Molle, más antiguo, no registrado hasta el presente dentro del área que nos ocupa.

Los primeros depósitos sedimentarios registrados corresponden a espesos niveles conglomerádicos, compuestos por clastos del tamaño de bloques de composición andesítica. Este acontecimiento tuvo lugar, de acuerdo con las dataciones radimétricas de los clastos, con posterioridad al Mioceno medio. Nuevos pulsos volcánicos se manifiestan en el arco magmático, dispersándose a modo de lavas y depósitos piroclásticos. El ascenso cordillerano del frente plegado y corrido, se hace cada vez más presente en el poniente del área, involucrando en su deformación a los depósitos anteriores. Así se disponen distintas unidades sedimentarias continentales llegando hasta los niveles de pie de monte actuales.

Durante el Mioceno superior, en el retroarco, dispuesto en parte dentro del sector oriental de la Hoja, ocurrieron varios derrames lávicos de compo-

sición basáltica, provenientes de niveles corticales profundos, producto de procesos extensionales como respuesta al alivio de la compresión subductiva.

En la porción sur de la comarca principalmente, se disponen las acumulaciones clásticas psefiticas representantes del Primer Nivel de agradación, cuya edad queda acotada al Plioceno inferior. Por arriba de estos depósitos se disponen coladas basálticas atribuidas al Plioceno tardío – Pleistoceno temprano.

### *Cuaternario*

Mientras tanto, se continuaban desarrollando depósitos continentales clásticos con participación piroclástica, intercalados con episodios lávicos basálticos en el retroarco. Esta actividad basáltica casi podría expresarse que no ha cesado aún. En el frente montañoso, la actividad volcánica moderna se pone de manifiesto con los depósitos piroclásticos del Descabezado (Formación Loma Seca), las lavas del cerro Campanario y la actual actividad del volcán Peteroa, mientras que en el retroarco se disponen lavas basálticas agrupadas en la Formación Tromen. Todos estos episodios se inscriben dentro de la continua evolución del arco magmático andino.

La actividad acumulativa continental continuó durante los tiempos cuaternarios observándose en el sector extraandino y áreas reparadas en los valles encajonados, los depósitos del segundo nivel de agradación y los depósitos eólicos, así como diferentes niveles de terrazas fluviales y depósitos aluviales indiferenciados.

En el área cordillerana se han reconocido formas acumulativas asociadas con fenómenos glaciarios del Pleistoceno, cuya acción se centró en los cerros más altos a modo de glaciación de montaña.

Una amplia bajada de acumulaciones clásticas gruesas conecta el sector de pie de sierra con la depresión central de la laguna de Llananelo, que constituye el sector con cota más baja de la Hoja. Sobre esta planicie, por último, se desarrollan los cauces fluviales actuales que acarrear los depósitos clásticos transportados desde el área serrana hacia las llanuras orientales y depresiones, donde actualmente se acumulan.

## **6. RECURSOS MINERALES**

En el ámbito de la Hoja 3569-III / 3572-IV, MALARGÜE, los hidrocarburos líquidos y gaseosos

constituyen los recursos minerales más importantes desde el punto de vista económico. Ellos fueron explorados y desarrollados por Yacimientos Petrolíferos Fiscales y, posteriormente, explotados por compañías privadas como consecuencia de la desregulación petrolera. Con respecto a los depósitos metalíferos, fueron relevantes las mineralizaciones filonianas de plomo-cinc y, sobre todo, las de uranio-cobre epidiagenético explotadas por la Comisión Nacional de Energía Atómica para obtener combustible para las usinas nucleares. Entre los minerales industriales han sido y son de particular importancia económica los depósitos de yeso, material éste de aplicación en la producción de insumos para la construcción. Con la misma finalidad pueden ser utilizadas calizas y tobas, aunque su producción depende de los requerimientos del mercado. Algunas yacencias de asfaltitas fueron explotadas para combustible y, aunque hoy abandonadas, representan un recurso potencial para la comarca. En el Cuadro 1 se resumen las ocurrencias e indicios minerales de la Hoja.

### *6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS*

#### **Cobre**

Los depósitos cupríferos, situados en una faja próxima al límite con Chile y al occidente y al norte de Malargüe, se relacionan con dos ciclos ígneos: el primero con las volcanitas intercaladas en la Formación Tordillo, de edad kimmeridgiana, y el segundo con las intrusiones subvolcánicas del Ciclo Eruptivo Huincán, de edad miocena. Expresiones ligadas a sedimentos se consideran en el apartado uranio-cobre.

Con los mantos andesíticos y basálticos intercalados en la Formación Tordillo se vincula una mineralización cuprífera singenética de tipo hidrotermal. Sus manifestaciones conforman agrupamientos mineros que se ubican al nor-noroeste del paraje Las Leñas.

Se encuentra allí el agrupamiento del valle de la Matancilla, que comprende en su sector austral las minas Adriana, Victoria, Sybil, Anita, El Guanaco y Loma de la Vega, además de numerosas manifestaciones pequeñas. La faja de cobre volcanogénico es cerrada por los yacimientos de las minas Villagra y Clotilde, ubicadas 13 km al norte del paraje de Baños del Azufre.

Los depósitos del extremo sur del valle de la Matancilla conforman un conjunto de minas y mani-

festaciones escasamente trabajadas para su reconocimiento en labores a cielo abierto; algunos socavones y galerías son hoy inaccesibles. Se hallan situadas en el cordón del Cobre, entre los ríos Tordillo y del Cobre, 15 km al nornoroeste de Las Leñas. Se accede a ellos con vehículo de tracción simple hasta el refugio Dr. Putalivo, sito en Valle Hermoso, y desde allí en animales de silla se recorren unos 8 km hacia el norte.

Según Zanettini (1984), El Guanaco fue el depósito más explorado, aunque las características son similares en todas las minas. La mineralización aparece solamente en mantos de andesitas grises intercaladas en las sedimentitas; la roca es de textura porfírica con fenocristales de labradorita.

Las alteraciones hidrotermales se encuentran superpuestas por lo que no definen zonaciones, aunque las asociaciones presentes determinan estadios mesotermiales y epitermales. Hay propilitización (clorita-epidoto) que afecta a la roca y alteración prehnítica (prehnita-datolita-calcita-clorita), sílice y ceolitas como relleno de fisuras y vesículas de las volcanitas. Se observa también alteración sericítico-caolínica que ataca a los feldespatos, que se interpreta como producto de meteorización.

La mineralización se presenta en fisuras de 2 a 4 cm de espesor, en pequeños bolsones, rellenando alvéolos de las rocas efusivas y como impregnaciones. El mineral primario, observado como relictos en cortes calcográficos, consiste en calcopirita y bornita que han sido reemplazadas por calcosina azul, covelina (a partir de calcosina) y cuprita, hallándose malaquita, azurita, crisocola y limonitas como oxidados; se encontraron también diminutas y muy escasas chispas de oro. Los minerales de ganga que acompañan son prehnita, calcita, calcedonia, ópalo y cuarzo. Se halla además asfaltita en alvéolos de la andesita (Santamaría, 1984; 1994).

Las leyes de mineral seleccionado obtenido en desmontes se encuentran entre 4,00 % y 10,50 % Cu, 3 a 28 g/t Ag y 110-130 ppm Pb (Angelelli, 1946; Peralta, 1994).

En las minas Villagra y Clotilde las características de la mineralización son similares.

La mineralización se relaciona con fluidos hidrotermales ligados a la volcanita portadora, por cuanto las sedimentitas que subyacen y se superponen a ella no están alteradas ni mineralizadas; por otra parte, se encuentran calcopirita y bornita petrogénicas en las efusivas, como así también calcopirita incluida en prehnita (Zanettini, 1984).

Con el subvolcanismo del Mioceno se relacionan depósitos hidrotermales de contacto, filonianos y de diseminado.

Al primer tipo corresponde el yacimiento de cobre La Encantadora y otras manifestaciones (Chabela, La Riqueza, La Morada y La Modesta) que lo acompañan, ubicándose 45 km al oeste de Malargüe, en la pendiente oriental del cerro de la Virgen; forma parte del agrupamiento minero del cerro de las Minas. A él se llega en animales de silla desde el antiguo campamento de la mina El Cajón. De acuerdo con Barrionuevo (1953) en el sitio afloran calcáreos y margas del Grupo Mendoza intruidos por stocks y diques de pórfiros dioríticos y andesíticos piritizados atribuidos al Ciclo Eruptivo Huincán. En los contactos se presenta una zona de *skarn* de potencia variable entre 25 y 30 m, donde se distinguen fajas paralelas con mineralización metalífera de 25 a 60 m de longitud y espesor variable de pocos decímetros a un metro, que acusan dirección norte-sur e inclinan 18° a 27° al oeste.

La mineralización está constituida por piritita y calcopirita diseminadas en el *skarn*; en las fajas citadas la calcopirita ocurre como nódulos de más de 10 cm de diámetro y como cortas lenticulas. Como productos de oxidación se encuentran malaquita y limonitas. Las leyes de cobre son de 1,14 % a 13,70 % y se tienen de 15 a 468 g/t de plata (Barrionuevo, 1953; Angelelli, 1984). Tanto las leyes como las dimensiones de los cuerpos mineralizados disminuyen en profundidad. Solamente se efectuaron socavones de exploración.

Los depósitos de cobre de tipo filoniano son de escasas dimensiones. Únicamente en mina Fortuna, situada 30 km al oeste del paraje El Sosneado, se destaca una veta de rumbo noroeste, casi vertical, de unos 25 m de largo y espesor variable menor a 10 cm; el mineral primario es calcosina y los secundarios malaquita, azurita y limonitas, siendo de interés la presencia de oro. Las rocas encajantes son sedimentitas de la Formación Tordillo, estando la mineralización relacionada a subvolcanitas andesíticas del Ciclo Eruptivo Huincán aflorantes en la proximidad (Elizalde, 1961; Dessanti, 1978).

Como depósito de tipo diseminado se ha reconocido la yacencia de cobre-oro Cerro Amarillo, ubicada 50 km al noroeste de Malargüe, en las nacientes del arroyo Desecho, afluente del río Salado. A él se llega en animales de silla desde el grupo de Gendarmería Nacional Los Morros, localizado sobre la ruta provincial 222, pavimentada. De acuerdo con Bengochea (1992) en el sitio afloran volcanitas del Grupo Choiyoi cubiertas por sedimentitas

jurásicas, intruido el conjunto por *stocks* y diques de pórfiros tonalíticos y andesíticos piritizados atribuidos al Ciclo Eruptivo Huincán. Se encuentra una zona de decoloración y alteración hidrotermal de 6 km<sup>2</sup>, en la cual se distingue un área central con intensa silicificación y menor biotitización, que afecta principalmente a los pórfiros, rodeada por un extenso halo con intensa argilización y desarrollo de clorita-epidoto.

La mineralización está formada por pirita, calcopirita y escasas calcosina y/o bornita? diseminadas en los pórfiros y sedimentitas, en una proporción del 5 %, y subordinada en venillas con cuarzo de hasta 5 cm de espesor que en las sedimentitas se disponen paralelamente a los planos de estratificación. Como productos de oxidación se encuentran malaquita, azurita y limonitas. Muestras de rocas han dado valores de hasta 0,6 % Cu, 0,1 a 0,4 g/t Au, 200 ppm Pb y 500 ppm Zn; localmente el pórfiro tonalítico mineralizado ha dado tenores de 4,75 % Cu y 1 % Zn. Se efectuaron estudios geoquímicos de rocas y sedimentos de corriente, geofísicos de polarización inducida y perforaciones de exploración.

### Hierro

Distribuidos en una faja central, entre Los Molles y Mallín Quemado, se encuentran varios depósitos ferríferos de reemplazo que comprenden, de norte a sur, las minas Atlas I y II, Vic-Jor, Tito, Neneche, Vegas Peladas, Vegas Atravesadas, Eva, Roxina, El Kaiser, Piedra Imán, Rincón de las Tordillas, Norma y Buenaventura. En una faja occidental, entre los arroyos Fierro y Los Angeles, se sitúan las minas Fierro, Hierro Félix, Los Angeles, Adela Aurora, Carlos Eduardo y Luis Enrique. Se ubican manifestaciones menores de mineral de hierro metasomático en el cerro del Panul y en el arroyo de las Cargas.

Estos depósitos se caracterizan por la presencia de rocas calcáreas del Grupo Mendoza y, en menor escala, de las Formaciones Tres Esquinas y La Manga, intruidas por *stocks* y diques de pórfiros dioríticos y andesíticos del Ciclo Eruptivo Huincán, con formación de *skarn* granatífero-epidótico-clorítico en la zona de contacto. Dentro de éste se encuentran vetas y bolsones de magnetita, especularita, hematita, pirita y calcopirita. Los cuerpos mineralizados llegan a tener hasta 120 m de longitud, con potencias entre 0,20 y 10 m, variando la ley de hierro de 15 a 65 % (Tabacchi y Elizalde, 1961; Plan Cordillerano Centro, 1969; Cannelle, 1973; Angelelli, 1984).

En el caso del arroyo de las Cargas se asocia malaquita al mineral ferrífero, teniéndose valores geoquímicos anómalos para cobre (250 a 2.600 ppm) y cinc (60 a 320 ppm) (Plan Cordillerano Centro, 1969).

El mineral de hierro vetiforme es escaso, tanto en cantidad de expresiones como en importancia económica. Excepto las manifestaciones del cerro Rezago, los afloramientos se presentan de manera desvinculada con los depósitos filonianos de otra índole, aunque no con las subvolcanitas del Ciclo Eruptivo Huincán. En general son bolsones y vetas de pirita y magnetita mayormente oxidados a limonitas y hematita, que se hallan en las minas Cerro Amarillo y Don Sosa y a las manifestaciones de arroyo Trolón y cerro Rezago.

En el flanco nordeste del cerro Rezago, 11 km al sur del paraje La Valenciana, las vetas son de reducida longitud y potencia, ocupando diaclasas en andesitas hornblendíferas. El mineral es limonita, observándose relictos de pirita y magnetita inalteradas. Algunas muestras geoquímicas de mineral tomadas por el Plan Cordillerano Centro (1969) arrojan valores anómalos en cobre (100 a 300 ppm); la ley del mineral es de 48,00 % Fe (Cannelle, 1973).

### Níquel

Aguas Amarillas es una manifestación de Ni-Cu-Co situada 12 km al sudoeste de Los Molles. De acuerdo con Lurgo y Zappettini (1987), en el sitio se hallan sedimentitas calcáreas del Grupo Mendoza intruidas por un *stock* diorítico-granodiorítico del Ciclo Eruptivo Huincán. Las sedimentitas evidencian metamorfismo de contacto constituyendo una faja de *skarn* de 4 km de longitud por 500 m de ancho, de orientación norte-sur. En ella se diferencian, de adentro hacia afuera, tres facies de metamorfismo: corneanas piroxénicas, corneanas hornblendicas y corneanas con albita-epidoto.

La mineralización que las acompaña está irregularmente distribuida, disponiéndose en fajas masivas centimétricas, como pequeños *stockworks* y en fina diseminación. Los minerales metalíferos presentes son pirrotina diseminada y en agregados masivos, pirita diseminada y como reemplazo de pirrotina, escasas calcopirita, magnetita y hematita, con limonitas como mineral de oxidación.

Valores anómalos de Ni, Cu y Co se localizan en una faja de *skarn* clinopiroxénico-granatífero y coinciden con una mayor proporción de sulfuros dentro de la facies de corneanas hornblendicas. En la

faja anómala los tenores de níquel varían entre 50 y 460 ppm, cobre entre 26 y 400 ppm y cobalto entre 14 y 116 ppm, con registro de anomalías de cinc de 180 a 460 partes por millón. Otros elementos analizados, tales como Pb, W, Sn, Ag y Au, no revelan anomalías.

### Plomo

Los depósitos plumbíferos se encuentran situados entre el cerro de las Minas y el paraje La Valenciana, 35 km al oeste de Malargüe. Son conocidas las minas La Flor, El Cajón, Cuhinchenque y Yupanqui y manifestaciones menores como El Arroyo, La Cumbre, El Páramo, Iriarte, Veranada de Villar, Yaraví, El Gato, San Agustín, Don Rafael, Enriqueito y El Derrumbe.

Las yacencias encajan en sedimentitas jurásicas del Grupo Cuyo y en las subvolcanitas neógenas del Ciclo Eruptivo Huincán, con las que se vinculan. Estas últimas constituyen cuerpos dacíticos, dioríticos y andesíticos que han provocado alteración hidrotermal en los sedimentos de caja y en sí mismos. De acuerdo con Serrano y Devito (1953) y Lapidus (1957) las vetas se alojan en fracturas, con estructura maciza a brechosa, con longitudes entre 15 y 260 m y potencias de 0,02 a 4,00 m; los rumbos varían de ONO a ENE y las inclinaciones de 30° a vertical. Los minerales primarios son galena argentífera, blenda, pirita y calcopirita, en gangas de cuarzo, calcita, baritina, siderita y manganocalcita; los secundarios son cerusita, anglesita, escasos carbonatos de cobre, hematita, limonitas y óxidos de manganeso. Los tenores varían de 0,30 a 18,50 % Pb, 0,40 a 8,97 % Zn y 5,00 a 460 g/t Ag, con vestigios a 3,47 g/t Au.

Sobresale el yacimiento de la mina El Cajón, situado sobre la margen sur del arroyo de las Minas, a unos 33 km al oeste-noroeste de Malargüe. Al mismo se accede con vehículo automotor por camino de tierra hasta las ruinas del campamento y planta, desde donde se debe continuar en animales de silla por 5 kilómetros.

En el lugar se encuentran pelitas calcáreas negras, con pirita diagenética, y areniscas de la Formación Tres Esquinas, intruidas por un *stock* de pórfiro granodiorítico, filones capa dacíticos y diques andesíticos del Ciclo Eruptivo Huincán; estos últimos también atraviesan al pórfiro granodiorítico. En los sedimentos se observa hornfelización rodeando al *stock* y silicificación en las márgenes de los cuerpos hipabisales, con diseminación de pirita y escasa

pirrotina; Peralta (1994) constató tenores anómalos de cobre (116 a 280 ppm) y plomo (120 a 450 ppm) en aquéllos.

Según los autores antes citados, el depósito comprende tres vetas alojadas en fallas teniendo la principal, de rumbo este a nordeste e inclinación de 53°-70° SE, una longitud de 260 m y un ancho de 0,20 a 1,50 m, con estructura de relleno macizo a brechoso. El mineral primario consiste en galena argentífera, blenda, pirita y escasa calcopirita en ganga de calcita, baritina y cuarzo; el tenor de blenda aumenta en profundidad. Se observa una bien desarrollada zona de oxidación con limonitas, hematita, cerusita, anglesita y malaquita. Las vetas menores tienen rumbos NNE y ENE y contienen calcita con escasa mineralización metalífera.

Serrano y Devito (1953) establecieron una reserva positiva de 14.500 t y de 7.800 t probables, con leyes de 8,00 % Pb, 4,50 % Zn y 188,0 g/t Ag. Un muestreo efectuado por Salaberry (1982) del mineral acumulado en planta arrojó 3,47 g/t Au y 119 g/t Ag, mientras que muestras de escombreras han ofrecido 1,06 a 2,90 % Pb, 1,62 a 6,0 % Zn, 0,20 a 8,80 g/t Au y 32 a 210 g/t Ag (A. Rubio, com. verb.).

El yacimiento se trabajó desde 1947 a 1959. La explotación alcanzó a 250 m de largo por 200 m de profundidad, con 1.000 m totales de galerías en varios niveles, piques y chimeneas y contó con un campamento-planta de concentración ubicado a 5 km, sobre el arroyo Pincheira.

### Uranio-Cobre

Se encuentran depósitos epidigenéticos de uranio-cobre y cobre al oeste y sur de Malargüe, en los parajes de puesto La Bebida, cerro Mollar, Agua Botada y cerro Mirano, cuya génesis se vincula con fenómenos de reducción química, en relación con material bituminoso, ocurridos en la Formación Diamante.

Se conocen la mina Huemul, depósitos menores tales como Agua de la Bombilla, Cerro Mollar, La Atómica, Km 373, Puesto Moya, Uryco, Rosa, Cerro Mirano, Nelly, María Elena, Ceferino, y otras manifestaciones como Porcky, Casa de Piedra, Conglomerado Lencinas, Los Leones, Medina, Carrasco, Ureña, Coca, Megatón, Epico y Valmont.

El mineral se aloja en areniscas y conglomerados de las secciones inferior y media de la Formación Diamante, distribuida en uno o varios niveles que presentan decoloración y bituminización. Son

impregnaciones irregulares, lentiformes y aisladas que en la mayoría de los casos desaparecen a los pocos metros de profundidad.

Los minerales de uranio ocurrentes son autunita, torbernita y uranofano, apareciendo pechblenda como primario. La mineralización de cobre comprende malaquita, azurita y escasa cuprita, con calcosina en subsuelo; limonitas y óxidos de manganeso acompañan a los anteriores. Las leyes de uranio varían entre 0,01 % y 0,27 %  $U_3O_8$ , con 0,5 % a 7,00 % Cu.

Se destaca el yacimiento Huemul, ubicado 36 km al sur de Malargüe, en el paraje Agua Botada, al que se accede por la ruta nacional 40. De acuerdo con Belluco *et al.* (1974), la mineralización se distribuye en areniscas y conglomerados decolorados, confinados por pelitas negras, de la sección media de la Formación Diamante, cementadas por material calcáreo, en parte, y asfáltico, siendo éste el portador del mineral.

El yacimiento consta de tres sectores: Huemul, Arroyo Seco y Agua Botada, habiéndose desarrollado en el primero y en el último la exploración-explotación principal. En Huemul se han reconocido tres niveles con mineral siendo el más importante una arenisca arcósica, en partes conglomerádica, en la que la mineralización ocupa la porción central del banco acuñándose hacia el sur y dividiéndose en varias lentes en su extremo norte. La mineralización se elonga 300 m sobre la inclinación del banco y se mantiene por 100 m siguiendo su rumbo norte; la potencia varía entre 0,60 y 2,00 m con leyes de hasta 0,25 %  $U_3O_8$ , 2,00 % Cu y 0,20 %  $V_2O_5$ . En Arroyo Seco se exponen dos niveles, pero la mineralización es pobre y dispersa; la parte de mayor interés tiene 80 m de longitud según inclinación y 25 m según el rumbo, con espesor medio de un metro y ley de 0,20 %  $U_3O_8$  y 1,50 % Cu. El cuerpo de Agua Botada se encuentra en posición estratigráfica sobreyacente a los anteriores, habiéndose reconocido cinco niveles mineralizados. El más importante es un banco de arenisca que contiene mineralización por 300 m según la inclinación y 600 m según el rumbo, con potencias entre 0,30 y 1,20 m; el tenor medio es de 0,15 %  $U_3O_8$  y 1,00 % Cu. En la parte superior de los depósitos se reconoce una zona de oxidación con carnotita, tyuyamunita, uranofano y autunita asociados a carbonatos y silicatos de cobre y limonitas. En subsuelo aparecen los minerales primarios: esferulitas de pechblenda englobadas en material asfáltico y diseminación de calcopirita, bornita, blenda, galena, pirita, marcasita

e idaita; se han formado sulfuros secundarios de cobre, calcosina y covelina, a partir de bornita (Brodtkorb, 1966).

La mineralización es epidiagenética y se distribuye controlada por las estructuras sedimentarias, las condiciones de permeabilidad y la presencia de bitumen el cual, por efectos de reducción, facilitó la precipitación del ión uranilo a partir de aguas circulantes, como así también del cobre, hierro, plomo y cinc en una etapa posterior.

Descubierto en 1952, el depósito fue explotado por la Comisión Nacional de Energía Atómica hasta 1976 mediante 7.000 m de labores subterráneas. Contó con campamento en mina y planta de tratamiento hidrometalúrgico en Malargüe.

## 6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

### Azufre

En el extremo norte de la barda Blanca, 7 km al noroeste de Malargüe, se localizan impregnaciones de azufre biogénico en el yeso y en calcáreos de la Formación Huitrín, con potencias mayores de 3 metros en una longitud de 600 metros. El azufre está como granos e impregnaciones con dimensiones de 1 a 5 mm relleno de grietas del yeso. Los bancos tienen rumbo norte e inclinan 15° al oeste, con espesores entre 40 m y 50 metros. Se encuentran allí las minas Andalucía y La Malargüina, explotaciones a cielo abierto abandonadas.

### Baritina

Las manifestaciones de baritina comprenden depósitos sedimentarios de origen químico singenético ligados a las Formaciones La Manga y Huitrín y yacencias hidrotermales filonianas vinculadas a intrusivos subvolcánicos del Ciclo Eruptivo Huincán. En relación con el primer caso se conocen las minas La Isidora, situada en el cerro de las Minas, y El Compadrito, Santa Catalina y María del Carmen, ubicadas en el paraje de Bardas Blancas.

La mina El Compadrito ha sido el yacimiento más trabajado en la provincia de Mendoza. Se sitúa unos 500 m al sur del puente sobre el río Grande, en una zona de falla en el techo de la Formación La Manga. De acuerdo con Schalamuk *et al.* (1987), la mineralización se dispone en un manto de 200 m de longitud y 3,50 a 7,00 m de potencia, arrumbado al nor-noroeste con inclinación de 32°-40° al este. El

Cuadro 1. Indicios y ocurrencias minerales de la Hoja 3569-III/3572-IV, Malargüe.

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	Cobre	Villagra	Paso Vergara	70° 29'	35° 13'	3569-19	Lava andesítica	Formación Tordillo	Jurásico	Cp,Mag,Cc,Cv,Dig,Mi, Cup,Az,Cu,Pre,Ca,Cld,Op Q,Asf	Labores a cielo abierto
2	Cobre	Clotilde	Paso Vergara	70° 29'	35° 14'	3569-19	Lava andesítica	Formación Tordillo	Jurásico	Cp,Mag,Cc,Cv,Dig,Mi, Cup,Az,Cu,Pre,Ca,Cld,Op Q,Asf	Labores a cielo abierto
3	Hierro-cobre	Arroyo de las Cargas	Cuchilla Sta. Elena	70° 18'	35° 14'	3569-19	Calcareos	Grupo Mendoza	Cretácico	Py,Hem,Lim,Cp,Mi Skarn	
4	Plomo	Rosario	Arroyo Fierro	70° 20'	35° 25'	3569-25	Andesitas	Grupo Mendoza	Terciario	Ga,Lim	
5	Hierro	Fierro	Arroyo Fierro	70° 15'	35° 29'	3569-25	Areniscas	Formación Remoredo	Triásico	Py,Lim	
6	Hierro	Hierro Félix	Paso del Yeso	70° 21'	35° 34'	3569-25	Calcareos	Grupo Mendoza	Cretácico	Py,Mag,Hem	
7	Hierro	Adela Aurora	Arroyo Los Angeles	70° 20'	35° 42'	3569-31	Calcareos	Grupo Mendoza	Cretácico	Py,Mag,Hem	
8	Hierro	Arroyo Trolón	Paso Trolón	70° 21'	35° 48'	3569-31	Andesitas	Formación Loma Seca	Pleistoceno	Py,Mag,Lim	
9	Azufre	Lerito del Pehuénche	Paso Pehuénche	70° 23'	35° 59'	3569-31	Basalto	Basalto Peteroa	Pleistoceno	S	
10	Hierro	Carlos Eduardo	Paso Pehuénche	70° 18'	35° 58'	3569-31	Calcareos	Grupo Mendoza	Cretácico	Py,Lim	
11	Hierro	Luis Enrique	Paso Pehuénche	70° 18'	35° 59'	3569-31	Calcareos	Grupo Mendoza	Cretácico	Py,Lim	
12	Cobre	Adriana	Cordón del Cobre	70° 15'	35° 04'	3569-19	Lava andesítica	Formación Tordillo	Jurásico	Cp,Bo,Cc,Cv,Mi,Az,Cris, Cup,Lim,Pre,Ca,Cld,Op,Q	Labores a cielo abierto
13	Cobre	Victoria	Cordón del Cobre	70° 14'	35° 05'	3569-19	Lava andesítica	Formación Tordillo	Jurásico	Cp,Bo,Cc,Cv,Mi,Az,Cris, Cup,Lim,Pre,Ca,Cld,Op,Q	Labores a cielo abierto
14	Cobre	Sybil	Cordón del Cobre	70° 14'	35° 06'	3569-19	Lava andesítica	Formación Tordillo	Jurásico	Cp,Bo,Cc,Cv,Mi,Az,Cris, Cup,Lim,Pre,Ca,Cld,Op,Q	Labores a cielo abierto
15	Cobre	Anita	Cordón del Cobre	70° 15'	35° 06'	3569-19	Lava andesítica	Formación Tordillo	Jurásico	Cp,Bo,Cc,Cv,Mi,Az,Cris, Cup,Lim,Pre,Ca,Cld,Op,Q	Labores a cielo abierto
16	Cobre	El Guanaco	Cordón del Cobre	70° 15'	35° 07'	3569-19	Lava andesítica	Formación Tordillo	Jurásico	Cp,Bo,Au,Cc,Cv,Mi,Az, Cris,Cup,Lim,Pre,Ca,Cld, Op,Q,Asf	Labores a cielo abierto y galerías
17	Cobre	Loma de la Vega	Cordón del Cobre	70° 15'	35° 07'	3569-19	Lava andesítica	Formación Tordillo	Jurásico	Cc,Mi,Az,Lim	Labores a cielo abierto
18	Níquel-cobre	Aguas Amarillas	Arroyo Aguas Amarillas	70° 01'	35° 14'	3569-19	Calcareos	Grupo Mendoza	Cretácico	Po,Py,Cp,Mag,Lim,Skarn	
19	Hierro	Cerro Amarillo	Arroyo Aguas Amarillas	70° 02'	35° 15'	3569-19	Calcareos	Grupo Mendoza	Cretácico	Py,Hem,Lim,Q	

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
20	Hierro	El Rincón	Cerro Potrerillo	70° 03'	35° 16'	3569-19	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Py,Hem,Lim,Q	
21	Hierro	Don Sosa	Cajón Chico	70° 09'	35° 17'	3569-19	Riolitas	Grupo Choyoi	Pérmico	Py,Hem,Lim,Q	
22	Cobre-oro	Cerro Amarillo	Cajón Chico	70° 10'	35° 17'	3569-19	Pórfidos tonalíticos, andesitas	Ciclo Eruptivo Huincán	Terciario	Py,Cp,Ba,Au,Cc,Ml,Az,Lim,Q,Bio,Arc	Labores a cielo abierto y perforaciones
23	Hierro	El Infernillo	Cajón Grande	70° 11'	35° 19'	3569-19	Riolitas	Grupo Choyoi	Pérmico	Py,Mag,Lim,Q	
24	Cobre	La Encantadora	Arroyo de las Minas	70° 00'	35° 23'	3569-25	Areniscas	Grupo Cuyo	Jurásico	Cp,Py,Ml,Lim,Skarn	Labores a cielo abierto
25	Cobre	Chabela	Arroyo Serrucho	70° 02'	35° 24'	3569-25	Dacita	Ciclo Eruptivo Huincán	Terciario	Cp,Py,Ml,Lim,Skarn	
26	Cobre	La Riqueza	Arroyo Serrucho	70° 02'	35° 25'	3569-25	Dacita	Ciclo Eruptivo Huincán	Terciario	Cp,Py,Ml,Lim,Skarn	
27	Cobre	La Morada	Arroyo Serrucho	70° 02'	35° 25'	3569-25	Dacita	Ciclo Eruptivo Huincán	Terciario	Cp,Py,Ml,Lim,Skarn	
28	Cobre	La Modesta	Arroyo Serrucho	70° 01'	35° 25'	3569-25	Dacita	Ciclo Eruptivo Huincán	Terciario	Cp,Py,Ml,Lim,Skarn	
29	Asfaltita	Calquerque	Calquerque	70° 01'	35° 32'	3569-25	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Galerías
30	Plomo	El Derrumbe	Calquerque	70° 00'	35° 33'	3569-25	Dacita	Ciclo Eruptivo Huincán	Terciario	Ga,Lim,Q	
31	Hierro	Los Angeles	Arroyo Los Angeles	70° 15'	35° 41'	3569-31	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Py,Mag,Hem,Q	
32	Asfaltita	Costa Azul	Poti Malal	70° 03'	35° 51'	3569-31	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Galerías y piques
33	Asfaltita	Gral. San Martín	Poti Malal	70° 01'	35° 52'	3569-31	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores a cielo abierto y subterráneas
34	Asfaltita	Jesús María	Poti Malal	70° 01'	35° 53'	3569-31	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Galerías y piques
35	Baritina	Don Ramón	Arroyo Paraguay	69° 53'	35° 01'	3569-20	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Ba	
36	Cobre	Fortuna	Cerro Panul	69° 47'	35° 04'	3569-20	Areniscas	Formación Tordillo	Jurásico	Cc,Ml,Az,Lim,Au,Q	
37	Hierro	Panul	Cerro Panul	69° 47'	35° 05'	3569-20	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Py,Mag,Hem,Lim,Skarn	
38	Hierro	Garza	Los Molles	69° 59'	35° 06'	3569-20	Areniscas	Formación Tordillo	Jurásico	Hem,Lim	
39	Hierro	Don Venancio	Los Molles	69° 60'	35° 07'	3569-20	Areniscas	Formación Tordillo	Jurásico	Hem,Lim	
40	Hierro	Atlas II	Los Molles	69° 59'	35° 07'	3569-20	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Hem,Lim,Oxmn,Skarn	
41	Hierro	Atlas I	Los Molles	69° 59'	35° 07'	3569-20	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Hem,Lim,Oxmn,Skarn	
42	Asfaltita	Santa Rosa	Los Molles	69° 58'	35° 08'	3569-20	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores a cielo abierto
43	Baritina	Siete Aguas	Los Molles	69° 55'	35° 10'	3569-20	Areniscas	Grupo Cuyo	Jurásico	Ba	
44	Baritina	Chiquita	Los Molles	69° 54'	35° 11'	3569-20	Andesita	Ciclo Eruptivo Huincán	Terciario	Ba,Lim	Labores a cielo abierto
45	Hierro	Vicjor	Los Molles	69° 52'	35° 11'	3569-20	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Hem,Lim	
46	Yeso	Cañada Ancha	Cañada Ancha	69° 46'	35° 11'	3569-20	Yeso	Formación Auquileo	Jurásico	Gyp	Labores a cielo abierto
47	Hierro	Tito	Aguas Blancas	69° 48'	35° 13'	3569-20	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Po,Hem,Lim	Labores a cielo abierto
48	Asfaltita	Los Castaños	Aguas Blancas	69° 47'	35° 13'	3569-20	Calcaños	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Galerías y piques

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
49	Asfaltita	Mallín Largo	Aguas Blancas	69° 46'	35° 13'	3569-20	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Galerías y piques
50	Asfaltita	Aguas Blancas	Aguas Blancas	69° 47'	35° 14'	3569-20	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Galerías y piques
51	Hierro	Nenche	Cerro de las Minas	69° 58'	35° 20'	3569-26	Calcares	Formación La Manga	Jurásico	Mag,Hem,Lim,Skarn	
52	Hierro	Vegas Peladas	Cerro de las Minas	69° 57'	35° 21'	3569-26	Calcares	Formación La Manga	Jurásico	Mag,Hem,Lim,Skarn	
53	Baritina	La Isidora	Cerro de las Minas	69° 57'	35° 23'	3569-26	Calcares	Formación La Manga	Jurásico	Ba	
54	Plomo	La Flor	Cerro de las Minas	69° 56'	35° 23'	3569-26	Calcares	Formación La Manga	Jurásico	Ga,Bi,Ag,Cp,Py,Ba,Lim,Q,Ca,Ba,Sid,Manca	Galerías y piques
55	Plomo	El Arroyo	Arroyo de las Minas	69° 56'	35° 24'	3569-26	Calcares	Grupo Cuyo	Jurásico	Ga,Ars,Py,Lim,Q,Ca	Galerías y piques
56	Plomo	El Páramo	Arroyo de las Minas	69° 57'	35° 24'	3569-26	Calcares	Grupo Cuyo	Jurásico	Ga,Bi,Ag,Au,Cp,Py,Ars,Cer,Ang,MI,Lim,Q,Ca,Ba	
57	Plomo	El Cajón	Arroyo de las Minas	69° 57'	35° 24'	3569-26	Calcares	Grupo Cuyo	Jurásico	Ga,Bi,Ag,Au,Cp,Py,Ars,Cer,Ang,MI,Lim,Q,Ca,Ba	Galerías y piques
58	Plomo	La Cumbre	Cerro El Serrucho	69° 55'	35° 24'	3569-26	Calcares	Grupo Cuyo	Jurásico	Ga,Lim,Q,Ca,Ba	
59	Baritina	Omega	Cerro El Serrucho	69° 56'	35° 25'	3569-26	Dacita	Ciclo Eruptivo Huincán	Terciario	Ba,Ca,Po,Py,Lim	
60	Baritina	Subiri	Cerro El Serrucho	69° 55'	35° 25'	3569-26	Calcares	Grupo Cuyo	Jurásico	Ba	
61	Yeso	Arroyo Pincheira	Arroyo Pincheira	69° 52'	35° 26'	3569-26	Yeso	Formación Auquileo	Jurásico	Gyp	
62	Asfaltita	El Toqui	La Bombilla	69° 46'	35° 27'	3569-26	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Asf	Galerías y rajos
63	Yeso	Cerro Alto	Cerro Alto	69° 52'	35° 27'	3569-26	Yeso	Formación Auquileo	Jurásico	Gyp	Labores a cielo abierto
64	Hierro	Vegas Atravesadas	Cerro Torrecillas	69° 55'	35° 28'	3569-26	Calcares	Grupo Cuyo	Jurásico	Mag,Hem,Lim,Skarn	
65	Hierro	Las Vegas	Cerro Torrecillas	69° 60'	35° 29'	3569-26	Dacita	Ciclo Eruptivo Huincán	Terciario	Hem,Lim	
66	Plomo	San Agustín	Cerro Torrecillas	69° 59'	35° 29'	3569-26	Dacita	Ciclo Eruptivo Huincán	Terciario	Ga,Lim,Q	
67	Plomo	Don Rafael	Cerro Torrecillas	69° 58'	35° 30'	3569-26	Dacita	Ciclo Eruptivo Huincán	Terciario	Ga,Lim,Q	
68	Yeso	Sargento Cabral	Arroyo Negro	69° 53'	35° 30'	3569-26	Yeso	Formación Auquileo	Jurásico	Gyp	Labores a cielo abierto
69	Asfaltita	La Cordobesa	Arroyo Negro	69° 51'	35° 30'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores a cielo abierto
70	Asfaltita	La Mendocina	Arroyo Negro	69° 51'	35° 30'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores a cielo abierto
71	Plomo	Enriqueito	Calquenque	69° 59'	35° 31'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Ga,Lim,Q	
72	Plomo	Cubichenque	Canchenque	69° 56'	35° 31'	3569-26	Areniscas	Grupo Cuyo	Jurásico	Ga,Bi,Py,Ba,Lim,Q,Ca	Labores subterráneas
73	Plomo	Yaravi	Canchenque	69° 56'	35° 31'	3569-26	Calcares	Formación La Manga	Jurásico	Ga,Pirol,Psi,Lim,Q,Ca	Labores a cielo abierto
74	Plomo	Yupanqui	Canchenque	69° 56'	35° 31'	3569-26	Calcares	Formación La Manga	Jurásico	Ga,Bi,Py,Ba,Lim,Q,Ca	Labores subterráneas
75	Yeso	La Calle	La Valenciana	69° 55'	35° 32'	3569-26	Yeso	Formación Auquileo	Jurásico	Gyp	Labores a cielo abierto
76	Yeso	Las Torrecillas	Las Torrecillas	69° 50'	35° 32'	3569-26	Yeso	Formación Auquileo	Jurásico	Gyp	Labores a cielo abierto

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
77	Asfaltita	La Poderosa	La Valenciana	69° 56'	35° 32'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores a cielo abierto
78	Plomo	El Gato	La Valenciana	69° 58'	35° 33'	3569-26	Calcares	Formación La Manga	Jurásico	Ga, Wad, Lim, Q	Labores a cielo abierto
79	Asfaltita	La Valenciana	La Valenciana	69° 55'	35° 33'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores a cielo abierto
80	Yeso		La Valenciana	69° 54'	35° 34'	3569-26	Yeso	Formación Auquileo	Jurásico	Gyp	Labores a cielo abierto
81	Calcita		Cerro Toscal	69° 54'	35° 35'	3569-26	Areniscas	Grupo Cuyo	Jurásico	Ca	Labores a cielo abierto
82	Asfaltita	Malargüina	Arroyo Colorado	69° 56'	35° 35'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	
83	Hierro	Eva	Cerro Cabeceiras	69° 58'	35° 38'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Mag, Hem, Lim, Q	
84	Hierro	Roxina	Cerro Cabeceiras	69° 58'	35° 39'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Mag, Hem, Lim, Q	
85	Hierro	El Kaiser	Cerro Cabeceiras	69° 57'	35° 38'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Mag, Hem, Lim, Q	Labores a cielo abierto
86	Plomo	Arroyo Rezago	Cerro Cabeceiras	69° 56'	35° 39'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Ga, Hem, Lim, Q	
87	Hierro	Cerro Rezago	Cerro Cabeceiras	69° 55'	35° 39'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Mag, Hem, Lim, Q	Labores a cielo abierto
88	Asfaltita	Argentina	Cerro Monco	69° 47'	35° 44'	3569-32	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores a cielo abierto
89	Asfaltita	Quebrada de Leiva	Bardas Blancas	69° 49'	35° 49'	3569-32	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores subterráneas
90	Asfaltita	Cheneco	Bardas Blancas	69° 47'	35° 49'	3569-32	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores subterráneas
91	Barritina	Santa Catalina	Bardas Blancas	69° 48'	35° 51'	3569-32	Calcares	Formación La Manga	Jurásico	Ba	
92	Caliza		Bardas Blancas	69° 48'	35° 51'	3569-32	Caliza	Formación La Manga	Jurásico		
93	Barritina	El Compadrito	Bardas Blancas	69° 49'	35° 52'	3569-32	Calcares	Formación La Manga	Jurásico	Ba	
94	Barritina	Palao Mahuida	Bardas Blancas	69° 50'	35° 53'	3569-32	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Ba	
95	Asfaltita	Aída	Bardas Blancas	69° 49'	35° 55'	3569-32	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores subterráneas y a cielo abierto
96	Asfaltita	La Victoria	Bardas Blancas	69° 49'	35° 55'	3569-32	Margas	Formación Diamante	Cretácico	Asf	Labores a cielo abierto
97	Hierro	Buenaventura	Mallín Quemado	69° 52'	35° 59'	3569-32	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Hem, Lim, Skarn	
98	Uranio-Cobre	Agua de la Bombilla	La Bombilla	69° 45'	35° 26'	3569-26	Areniscas	Formación Diamante	Jurásico	Aut, Tor, Ml, Az, Lim	
99	Azufre	La Malargüina	Barda Blanca	69° 39'	35° 26'	3569-26	Yeso	Formación Huitrín	Cretácico	S	Labores a cielo abierto
100	Azufre	Andalucía	Barda Blanca	69° 39'	35° 26'	3569-26	Yeso	Formación Huitrín	Cretácico	S	Labores a cielo abierto
101	Yeso		Barda Blanca	69° 40'	35° 28'	3569-26	Yeso	Formación Huitrín	Cretácico	Gyp	Labores a cielo abierto
102	Yeso		Barda Blanca	69° 40'	35° 28'	3569-26	Yeso	Formación Huitrín	Cretácico	Gyp	Labores a cielo abierto
103	Caliza		Barda Blanca	69° 40'	35° 29'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Gyp	Labores a cielo abierto
104	Yeso	El Fortín	Barda Los Chilenos	69° 39'	35° 30'	3569-26	Yeso	Formación Huitrín	Cretácico	Gyp	Labores a cielo abierto
105	Yeso	Loncoche	Agua de Eufrasio	69° 39'	35° 34'	3569-26	Yeso	Formación Huitrín	Cretácico	Gyp	Labores a cielo abierto
106	Caliza		Agua de Eufrasio	69° 38'	35° 34'	3569-26	Calcares	Grupo Mendoza	Cretácico	Gyp	Labores a cielo abierto

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
107	Asfaltita	Loncoche	Agua de Eufasio	69° 39'	35° 35'	3569-26	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Asf	Labores a cielo abierto
108	Asfaltita	Agua de la Piedra	Arroyo Agua de la Piedra	69° 39'	35° 37'	3569-26	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Asf	Labores a cielo abierto
109	Granulado volcánico		Cerro Chihuido	69°		3569-26	Basaltos	Basalto Campanario	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
110	Uranio-Cobre	Cerro Mollar	Cerro Tronquimalal	69° 38'	35° 41'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	MI,Az,Lim,Asf	Labores a cielo abierto
111	Hierro	Piedra Imán	Cerro Tronquimalal	69° 37'	35° 42'	3569-32	Calcareos	Grupo Mendoza	Cretácico	Mag,Py,Lim,Skarn	
112	Hierro	Rincón de las Tortillas	Cerro Tronquimalal	69° 36'	35° 42'	3569-32	Calcareos	Grupo Mendoza	Cretácico	Hem,Lim,Skarn	Labores a cielo abierto
113	Yeso	S.N.	El Chihuido	69° 33'	35° 44'	3569-32	Yeso	Formación Huitrín	Cretácico	Gyp	Labores a cielo abierto
114	Uranio-Cobre	La Atómica	Mesón del Mirano	69° 37'	35° 45'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	MI,Az,Calc,Lim,Asf	Labores a cielo abierto
115	Uranio-Cobre	Nelly	Mesón del Mirano	69° 37'	35° 45'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	MI,Az,Calc,Lim,Asf	Labores a cielo abierto
116	Uranio-Cobre	Puesto Moya	Mesón del Mirano	69° 38'	35° 46'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Uran,Calc,MI,Az,Lim	Labores a cielo abierto
117	Uranio-Cobre	María Elena	Mesón del Mirano	69° 37'	35° 46'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Uran,Calc,MI,Az,Lim	Labores a cielo abierto
118	Uranio-Cobre	Cefermo	Mesón del Mirano	69° 35'	35° 46'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	MI,Az,Calc,Lim	Labores a cielo abierto
119	Hierro	Norma	Mesón del Mirano	69° 32'	35° 46'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Terciario	Hem,Lim	
120	Uranio-Cobre	Huemul	Agua Botada	69° 40'	35° 46'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Peh,Cp,Bo,Bl,Ga,Py, Cc,Cv,MI,Az,Car,Ty, Uran,Aut,Lim,Asf	Labores subterráneas
121	Uranio-Cobre	Arroyo Seco	Agua Botada	69° 40'	35° 47'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Peh,Cp,Bo,Bl,Ga,Py, Cc,Cv,MI,Az,Car,Ty, Uran,Aut,Lim,Asf	Labores subterráneas
122	Uranio-Cobre	Agua Botada	Agua Botada	69° 40'	35° 47'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Peh,Cp,Bo,Bl,Ga,Py, Cc,Cv,MI,Az,Car,Ty, Uran,Aut,Lim,Asf	Labores subterráneas
123	Uranio-Cobre	Las Vegas	Agua Botada	69° 41'	35° 48'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Peh,Cp,Bo,Bl,Ga,Py, Cc,Cv,MI,Az,Car,Ty, Uran,Aut,Lim,Asf	Labores subterráneas
124	Uranio-Cobre	Casa de Piedra	Agua Botada	69° 37'	35° 48'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	MI,Az,Asf	Perforaciones
125	Uranio-Cobre	Epico	Agua Botada	69° 37'	35° 48'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	MI,Az,Calc,Asf	Labores a cielo abierto
126	Uranio-Cobre	Lencinas	Agua Botada	69° 36'	35° 48'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	MI,Az,Calc,Asf	Labores a cielo abierto
127	Uranio-Cobre	Cerro Mirano	Cerro Mirano	69° 34'	35° 48'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Cp,Ty,Uran,Cc,MI,Az	Labores a cielo abierto
128	Uranio-Cobre	Porky	Cerro Mirano	69° 33'	35° 48'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Uran,Aut,MI,Az,Asf	Labores a cielo abierto

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
129	Uranio-Cobre	Urico	Agua Botada	69° 36'	35° 49'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Mi,Calc,Asf	Labores a cielo abierto
130	Uranio-Cobre	Rosa	Agua Botada	69° 35'	35° 49'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Mi,Calc,Asf	Labores a cielo abierto
131	Uranio-Cobre	Los Leones	Agua Botada	69° 36'	35° 49'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Mi,Calc,Asf	Labores a cielo abierto
132	Uranio-Cobre	Carrasco	Agua Botada	69° 36'	35° 50'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Mi,Calc,Asf	Labores a cielo abierto
133	Uranio-Cobre	Medina	Agua Botada	69° 35'	35° 49'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Mi,Calc,Asf	Labores a cielo abierto
134	Uranio-Cobre	Valmont	Agua Botada	69°	35° 50'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Mi,Calc,Asf	Labores a cielo abierto
135	Uranio-Cobre	Ureña	Agua Botada	69°	35° 50'	3569-32	Areniscas	Formación Diamante	Cretácico	Mi,Calc,Asf	Labores a cielo abierto
136	Granulado volcánico		Liancanelo	69°	35° 41'	3569-33	Basalto	Formación Chaptúa	Plioceno Sup. Pleistoceno Inf.		Labores a cielo abierto
137	Granulado volcánico		Liancanelo	69°	35° 40'	3569-33	Basalto	Formación Chaptúa	Plioceno Sup. Pleistoceno Inf.		Labores a cielo abierto

**Abreviaturas:** Ag= plata, Ang= anglesita, Arc= arcilla, Ars= arsenopirita, Asf= asfaltita, Au= oro, Aut= autumita, Az= azurita, Ba= baritina, Bio= biotita, Bl= blenda, Bo= bornita, Ca= calcita, Calc= calcantita, Car= carnotita, Cc= calcosina, Cer= cerusita, Cld= calcedonia, Cp= calcopirita, Cris= crisocola, Cu= cobre nativo, Cup= cuprita, Cv= covellina, Dig= digenita, Ga= galena, Gyp= yeso, Hem= hematita, Lim= limonita, Mag= magnetita, Ml= malaquita, Manca= manganoalcita, Op= ópalo, Oxmn= óxidos de manganeso, Pch= pechblenda, Pirol= pirolusita, Po= pirrotina, Pre= prehnita, Psi= psilomelano, Py= pirita, Q= cuarzo, S= azufre, Sid= siderita, Tor= torbernita, Ty= tyuyamunita, Uran= uranofano, Wad= wad.

mineral es baritina terrosa de grano fino, con intercalaciones delgadas de material pelítico, calcita, escasa siderita, raramente cuarzo y limonitas ocre y pardas. Nódulos de 10 cm de diámetro máximo de agregados fibrorradiales de celestobaritina se observan con frecuencia en el techo del manto y, en menor escala, en la base del mismo; delgadas lentes de yeso se presentan también en el techo de la mineralización, en niveles calcáreos o arcillosos. La estructura del mineral es microbandeada con alternancia de baritina y calcita.

Los análisis químicos señalan 83,25 % BaSO<sub>4</sub>, 1,80 % SrSO<sub>4</sub> y una densidad real de 4,12 kg/dm<sup>3</sup> (Sarudiansky y del Carril, 1984). Las características geológicas y geoquímicas permiten catalogarlo como estratoligado, relacionado a las sedimentitas encajantes y afectado por la diagénesis posterior.

En el yacimiento la actividad fue discontinua desde mediados de la década del '50 hasta 1980, con explotación a cielo abierto y subterránea. El material extraído se utilizaba como densificante para lodos de perforación.

La presencia de un banco irregular de baritina asociada a areniscas de grano grueso a conglomerádicas en la parte basal de la Formación Huitrín fue citada por Nullo (1985) al oeste del arroyo Bardita, al sudeste del paraje de Las Loicas.

Los depósitos filonianos de baritina son escasos. De origen hidrotermal, acompañan lateralmente a las mineralizaciones de plomo-cinc, sobre todo en el cerro de las Minas; algunos de ellos, como Chiquita (al sudeste de Los Molles) y Omega (en cerro de las Minas), fueron explotados rudimentariamente, mientras que los restantes son simples manifestaciones.

De acuerdo con Cannelle (1973) y Sarudiansky y del Carril (1984) las vetas tienen de 10 a 80 m de longitud con anchos de 0,30 a 1,20 m; encajan en las subvolcanitas del Ciclo Eruptivo Huincán y en menor escala en las sedimentitas que las rodean. El mineral es baritina, con limonitas y óxidos de manganeso, acompañados muy localmente por galena. Es un mineral impuro cuyas leyes son de 82,80 a 91,60 % BaSO<sub>4</sub> y 0,60 a 1,70 % SrSO<sub>4</sub>, con densidad real de 4,16 a 4,36 kilogramos por decímetro cúbico.

### Caliza

Las manifestaciones de material calcáreo se ligan a la Formación La Manga y al Grupo Mendoza. Los afloramientos más destacados de calizas de la Formación La Manga se hallan en el paraje de Bar-

das Blancas, al norte y sur del río Grande, donde forman un cordón de crestas y bardas de rumbo general norte con inclinación de 30°-55° E y una potencia media de 35 m en una longitud de 5 kilómetros.

La caliza, de textura microcristalina, es de color gris claro y presenta localmente mineralización de pirita, sílice y asphaltita. Las reservas medidas para el depósito ascienden a 12.501.334 t y potencialmente se pueden adicionar más de 100 millones de toneladas con una ley media de 97,40 %  $\text{CaCO}_3$  (Angelelli *et al.*, 1980).

Un muestreo realizado cubriendo un espesor de 60 m arrojó los siguientes resultados (Cannelle, 1973): pérdida por calcinación: 30,43 %; insoluble en HCl: 29,85 %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 0,45 %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 0,27 %; CaO: 38,30 %; MgO: 0,36 %;  $\text{SO}_3$ : 0,16 %.

Contenidos en la unidad se encuentran además mantos lentiformes e irregulares de calcita que se explotaron en la cantera Rastrilla, situada en el cerro Toscal al sur del paraje La Valenciana. El principal material del Grupo Mendoza son calizas organógenas de grano fino, color gris claro, compactas y tenaces, que resisten a la erosión y se destacan en el terreno conformando un horizonte de 30 m de potencia. Ellas fueron explotadas en el extremo sur de la barda Blanca, 7 km al oeste de Malargüe, para su empleo como mármol (Dessanti, 1978), habiéndose medido una reserva visible de 22 millones de toneladas con una ley media de 96,94 %  $\text{CaCO}_3$ . En Agua de Eufrasio, 13 km al sudoeste de Malargüe, se extrajeron para su utilización en la industria de ferroaleaciones.

Cuatro muestras dan los siguientes tenores medios (Angelelli *et al.*, 1980): pérdida por calcinación: 42,73 %; insoluble en HCl: 1,89 %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 0,25 %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 0,06 %; CaO: 54,30 %; MgO: 0,76 %; S: 0,04 %.

Análisis químicos de muestras logradas en El Chihuido, sobre 35 m de espesor, arrojaron los siguientes resultados (Cannelle, 1973): pérdida por calcinación: 42,57 %; insoluble en HCl: 2,48 %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 0,37 %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 0,47 %; CaO: 53,83 %; MgO: 0,48 %;  $\text{SO}_3$ : 0,14 %.

Los análisis químicos de los calcáreos margosos y margas que se asocian a las calizas señalan los siguientes valores (Cannelle, 1973): calcáreo margoso: pérdida por calcinación: 39,00 %; insoluble en HCl: 10,82 %; Sílice: no registra;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 0,82 %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 0,64 %; CaO: 46,09 %; MgO: 1,70 %;  $\text{SO}_3$ : 0,26 %; marga pérdida por calcinación: 27,73 %; insoluble en HCl: no registra; sílice: 27,73 %;

$\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 3,00 %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 10,45 %; CaO: 28,00 %; MgO: 1,60 %;  $\text{SO}_3$ : no registra

### Volcanitas

Las rocas extrusivas terciarias y cuaternarias pueden ser beneficiadas para extracción de basalto, granulado volcánico, tobas y piedras para triturados, de utilización en la construcción.

Granulado volcánico o escoria basáltica se encuentra al sudeste de Malargüe, entre la ruta nacional 40 y la laguna Llananelo; canteras abandonadas se hallan inmediatamente al este del cerro Chihuido. Doce kilómetros al sur de Poti Malal, sobre la margen izquierda del arroyo homónimo, a lo largo de unos 600 m, se encuentra una importante acumulación de gránulos sueltos de variado tamaño, de color blanquecino, en partes mezclados con material pulverulento gris pardusco.

Se presentan tobas ignimbríticas de colores rojo ladrillo, rosado, blanco y gris en la mayoría de los valles de la zona montañosa próxima a Malargüe; por su facilidad de labrado y propiedades antitérmicas y antisonoras son aptas para la construcción de viviendas.

### Yeso

Los depósitos de yeso se encuentran relacionados a las Formaciones Auquilco y Huitrín. La Formación Auquilco constituye un importante reservorio de yeso de excelente calidad, que es motivo de explotación económica en varias canteras sitas en los parajes de Cañada Ancha, Cerro Alto y La Valenciana; se encuentran canteras abandonadas en arroyo Antilón y El Chihuido.

En todos los afloramientos de la Formación el yeso es de grano fino a mediano, sacaroides, homogéneo, de color muy blanco con veteado grisáceo; se intercalan lentes de anhidrita color gris azulado. Los bancos, de 1 a 3 m de espesor, se disponen con dirección norte-sur e inclinación de 20°-50° O, alcanzando una ley de 98 %  $\text{CaSO}_4$ . El horizonte explotado tiene de 15 m a 20 m de potencia.

Una muestra obtenida en arroyo Antilón arrojó los siguientes resultados químicos (Dessanti, 1978): HCl: 0,40 %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 0,08 %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : vestigios; CaO: 2,70 %; MgO: 0,07 %;  $\text{SO}_3$ : 45,17 %.

El yeso es también el recurso más importante de la Formación Huitrín. Aunque de menor calidad que el de la Formación Auquilco, es explotado en canteras sitas en la barda Blanca y en Agua de

Eufrasio, 7 km al oeste y sudoeste, respectivamente, de Malargüe. El yeso es de grano fino a mediano, con textura sacaroides y color gris blanquecino, localmente pardo claro por impurezas. En algunos sitios se encuentran masas muy puras, de tipo alabastro.

El horizonte yesífero tiene una potencia de 30 a 40 m, con dirección norte-sur e inclinación de 30°-40° O. Los bancos individuales tienen un metro a más de espesor, con intercalaciones delgadas de limo-arcilitas y margas color gris verdoso. Un análisis químico proporcionado por la empresa El Pehuenche señala: Sílice e insolubles: 0,50 %;  $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ : 0,14 %; CaO: 32,90 %; MgO: no registra;  $SO_3$ : 46,40 %.

### 6.3. COMBUSTIBLES SÓLIDOS

#### Asfaltita

Las manifestaciones de asfaltita son numerosas en el ámbito de la Hoja, pero únicamente ocho depósitos han sido explotados, mientras que en el resto solamente se han realizado labores de reconocimiento. Se sitúan en Los Molles, al sur del río Salado (campo El Álamo), al oeste de Malargüe, en el paraje La Valenciana, al sudeste de Las Loicas y al sur de Bardas Blancas.

Esos depósitos son Santa Rosa, Los Castaños, Mallín Largo, Arroyo Blanco, El Toki, La Valenciana, General San Martín y Aída. Consisten en manifestaciones filonianas y mantiformes que tienen por caja calizas bituminosas y margas del Grupo Mendoza y, en menor escala, areniscas de la Formación Diamante.

De acuerdo con Borrello (1956), las vetas tienen de 100 m a 1.200 m de longitud y potencias de 20 cm hasta 2,50 metros, siendo la media de unos 40 cm; los rumbos varían desde el norte al este, con inclinaciones de 17° a 70°. Los depósitos están constituidos por una o varias vetas que, en el caso de Aída, se presentan con estructura en rosario.

Al noroeste de El Sosneado, al oeste de Malargüe y al sur del cerro Moncol, se encuentran vertientes sulfurosas con las que se mezcla el asfalto. Se han identificado además asfaltitas rellenas de alvéolos de volcanitas jurásicas portadoras de minerales de cobre en el cordón del Cobre, al oeste de Los Molles, y en los yacimientos urano-cupríferos de la comarca de Agua Botada, al sur de Malargüe.

Por su magnitud se destaca el yacimiento La Valenciana, que ha dado nombre al paraje donde se ubica, 32 km al oeste-sudoeste de Malargüe y sobre la

margen derecha del río Malargüe, al cual se accede por camino de tierra en vehículo de tracción simple.

Es un manto de pirobitumen que se manifiesta interstratificado en margas bituminosas del Grupo Mendoza; su longitud sobrepasa los 1.200 m con una potencia variable entre 20 cm en el norte y dos metros en el sur, con una media de 1,10 m, acunándose en profundidad; se presenta con rumbo norte e inclinación de 17° a 35° al oeste. Por perforaciones a occidente de los afloramientos ha sido reconocido hasta 450 m de profundidad.

El mineral es imponita en superficie que pasa a albertita en profundidad, respondiendo a las siguientes características: humedad: 0,34 a 11,94 %; material volátil: 30,64 a 57,14 %; carbono fijo: 23,67 a 72,30 %; cenizas: 0,38 a 10,05 %; azufre: 1,24 a 2,60 %; solubilidad: poco soluble a insoluble; coque: 32,20 a 68,37 %; poder calorífico: 5.663 a 8.950 cal/g. Según Bergmann (1993), se lo explotó a cielo abierto y mediante galerías y chiflones estando en la actualidad abandonado y las labores inaccesibles. Los edificios de administración, laboratorios y viviendas, hoy derruidos, fueron construidos con bloques de tobas rosadas obtenidos en el sitio.

Otra yacencia importante es la mina General San Martín, situada a 33 km al oeste de Bardas Blancas, a la cual se llega por camino de tierra en vehículo de tracción simple. Consta de un manto de pirobitumen algo discordante en margas del Grupo Mendoza; con rumbo norte y 15 m de potencia media alcanza 880 m de longitud. El mineral es imponita con las siguientes particularidades: humedad: 0,50 a 1,99 %; material volátil: 33,40 a 44,46 %; carbono fijo: 49,69 a 62,40 %; cenizas: 0,32 a 4,35 %; azufre: 1,50 a 3,00 %; solubilidad: hasta 5%; coque: 54,20 %; poder calorífico: 8.500 a 9.200 cal/g. Entre 1942 y 1951 el yacimiento se explotó mediante galerías y piques. Las labores y el campamento se encuentran en estado de abandono.

### 6.4. PETRÓLEO Y GAS

Los depósitos de petróleo que se localizan en el ámbito de la Hoja, se manifiestan en una faja de tendido norte - sur que ocupa la mitad oriental de la Hoja.

Yacimientos Petrolíferos Fiscales realizó trabajos de exploración en la década del '30, que fueron reanudados a partir de 1970 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 la Formación Agrio, constituidas por sedimentitas negras, fétidas, de ambiente marino profundo.

La mayor parte de los reservorios son secundarios, de tipo estructural, alojados en fracturas en rocas de las Formaciones La Manga (Jurásico superior), Chachao, Agrio, Huitrín (Cretácico inferior) y Diamante (Cretácico superior), con una porosidad promedio del 2%. Los primarios son de tipo estratigráfico, hospedados en sedimentitas arenoconglomerádicas de la Formación Diamante (Cretácico superior). Los fluidos contenidos son una mezcla en proporciones variables de petróleo, gas, CO<sub>2</sub> y agua de formación.

Las reservas totales de los reservorios dentro de la Hoja alcanzaban a unos 33.370.000 m<sup>3</sup> de petróleo a fines de 1990 (Benítez, 1993).

Es de destacar el yacimiento Puesto Rojas, situado 10 km al noroeste de Malargüe, por cuanto fue el primer hallazgo económico de hidrocarburos en la faja fallada y plegada de la cuenca descubierta por Yacimientos Petrolíferos Fiscales a comienzos de 1973 y al que se incorporaron luego los sectores productivos de Cerro Mollar y Puesto Adobe.

De acuerdo con Ploszkiewicz (1993), el área de Puesto Rojas se localiza en una extensa faja fallada y plegada, caracterizada por una tectónica de intensa compresión horizontal sobre un paquete sedimentario anisótropo que permitió el desarrollo de una estructura compleja con fallamiento inverso de bajo ángulo, favorecido y controlado por niveles de despegue como las evaporitas de la Formación Huitrín y los horizontes margosos de las Formaciones Vaca Muerta y Agrio. Se generaron láminas sobrecorridas secuentes, plegándose por arqueamiento en las rampas frontales, imbricándose y constituyendo apilamientos antiformes.

El entrampamiento es de tipo estructural, tratándose de anticlinales fallados y fracturados, sellados por arcilitas y evaporitas de la Formación Huitrín tectónicamente inyectadas. El yacimiento posee casquete gasífero, estimándose que la energía es provista por gas disuelto y empuje de agua de formación.

La producción se enlaza con niveles fracturados de calizas de la Formación Chachao y con facies calcáreas de la Formación Agrio; en ambos casos la porosidad es de 5 % a 8 % y la permeabilidad alcanzaría hasta 100 milidarcys.

Subordinadamente se registra producción en niveles fracturados de la Formación Vaca Muerta y reservorios clásticos primarios en las Formaciones Huitrín y Diamante. Puesto Rojas produce gas y petróleo de densidad 34° API. Según Benítez (1993) las reservas son de 12.127.000 metros cúbicos.

## 7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se describen aquí algunos de los muchos sitios de interés geológico que guarda esta comarca. Se detallan algunos que por su importancia histórica en el conocimiento de la geología del área son más destacados.

### Perfil del río Salado

Desde la ruta nacional 40 hacia el oeste, se dispone el río Salado. Sobre este corte estructural tan importante se destaca el anticlinal volcado entre las unidades jurásicas, seguido de una secuencia tithono-neocomiana marina que muestra la evolución vertical de la cuenca. El frente de esta estructura resuelve el sector externo de la faja plegada y corrida, en el yacimiento de Puesto Rojas. Además, posee un enorme valor histórico, dado que allí Bodenbender (1892) fue el primero en realizar observaciones geológicas sobre los terrenos jurásicos y cretácicos de la porción mendocina de la cuenca Neuquina.

### Perfil del río Malargüe

Desde la localidad de Malargüe hacia el oeste parte una huella que bordea el río Malargüe. En este perfil se pueden observar las secuencias del Cretácico superior, afectadas por el sector más externo de la faja plegada y corrida. También puede apreciarse el sinclinal de Malargüe, que acompaña al anticlinal de Malargüe dispuesto en el subsuelo.

### Bardas Blancas

El río Grande, en el sector de Bardas Blancas muestra un excepcional corte estructural (foto de tapa) que permite observar la secuencia jurásica completa apoyada sobre un núcleo constituido por el Grupo Choiyoi. En este paisaje se destaca el delicado trazo de las calizas coralígenas de la Formación La Manga que permiten visualizar claramente la es-

estructura tectónica del sitio, coronado por el cerro Palau Mahuida, constituido por vulcanitas neógenas del Ciclo Eruptivo Huincán. En continuidad hacia el este, también se pueden constatar afloramientos del Grupo Mendoza, así como el frente de la faja plegada.

### **Caverna de las Brujas**

La caverna se encuentra 65 km al sur de Malargüe sobre la ruta nacional 40. El desvío para acceder a ella se produce antes de arribar a Bardas Blancas, donde sale un camino consolidado de 8 km hasta llegar a un playón contra el cerro Moncol. A partir de allí, es preciso ascender a pie a la caverna, cuya entrada se encuentra a 1.930 m.s.n.m. La misma es producto de procesos de disolución ocurridos durante millones de años sobre calizas de la Formación La Manga. Las cavernas totalizan unos 270 m de longitud considerando todos los recorridos explorados, donde se aprecian bellas estructuras determinadas por estalactitas, estalagmitas, columnas y otras caprichosas y coloridas formas. En ciertas épocas del año existen circuitos turísticos que permiten visitarlas, aunque por razones de seguridad sólo es posible descender hasta 6 m de profundidad.

### **Comarca del valle de Las Leñas**

En este valle puede apreciarse un ejemplo de deformación tectónica fuerte, donde el basamento de la cuenca Neuquina se expone y muestra un corrimiento y la repetición de la secuencia con un desplazamiento hacia el este. Los cuerpos subvolcánicos terciarios también se encuentran involucrados en esta intensa deformación. En la misma comarca de Las Leñas puede accederse al Pozo de las Ánimas, una

imponente dolina. La misma constituye una profunda depresión de contorno circular, con aguas quietas en su fondo, producto de erosión de aguas subterráneas sobre terrenos blancos, en este caso yeso.

### **Volcán Peteroa**

Sobre el límite internacional con Chile se eleva el volcán Peteroa, cuya actividad magmática se encuentra de tiempo en tiempo activa, con la emisión de gases y cenizas. Asociado con estos procesos se encuentran aguas termales.

### **Valle Hermoso**

En el tramo de las cabeceras del río Grande se encuentra el valle Hermoso, de amplia planicie aluvial. Este sector es estratigráficamente muy importante. Allí se encuentra el río Tordillo, con la localidad tipo de la unidad homónima, perfiles de las secuencias del Jurásico inferior y una deformación tectónica significativa relacionada con la faja plegada y corrida.

### **Comarca de la laguna de Llanquanello**

En el sector oriental de la Hoja se extiende la laguna de Llanquanello. De 15 a 20 km de ancho, es una de las principales reservas provinciales del país, donde habitan más de 90 especies de aves acuáticas, en especial familias de cisnes, patos, gaviotas, garzas y chorlos. Desde el punto de vista geológico se destaca una innumerable cantidad de conos volcánicos basálticos, dispuestos al norte del campo volcánico del Payún Matrú. Este sector responde a la actividad del retroarco magmático, cuya evolución está representada en su actividad volcánica.

## BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE URRETA, M. B. y P. F. RAWSON, 1993. The Lower Cretaceous ammonite *Paraspiticeras* from Neuquén basin, West-Central Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 188 (1) : 51-69.
- ANGELELLI, V., 1946. Informe acerca de los distritos cupríferos El Burrero, Las Choicas y Valle Hermoso. Dirección General de Fabricaciones Militares, 42 págs. Buenos Aires (Informe inédito).
- ANGELELLI, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 704 págs., La Plata.
- 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 págs. Buenos Aires.
- APARICIO, E. P.; 1950. Hallazgo de sedimentos paleozoicos en las cabeceras del río Salado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3) : 127-135.
- ARREGUI, C., 1993. Análisis estratigráfico - paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional Exploración de Hidrocarburos, Actas 1 : 165-169. Buenos Aires.
- ARTABE, A. E., E. M. MOREL y M. BREA, 1995. La tafoflora triásica del Grupo Tronquimalal, provincia de Mendoza, Argentina (Resumen). 2° Reunión del Triásico del Cono Sur, Actas 5-6. Bahía Blanca.
- AVÉLALLEMENT, G.; 1889. Estudio de la Cordillera de los Andes. *Boletín del Instituto Geográfico Argentino* X. Buenos Aires.
- AVÉLALLEMENT, G., 1892. Observaciones sobre el mapa del departamento Las Heras. *Universidad Nacional de La Plata, Anales, Sección Geología*, 2: 5-20. La Plata.
- AZCUY, C. L., W. ARIAS, A. CUERDA, R. ANDREIS y S. ARCHANGELSKY; 1987. Cuenca de San Rafael. En: S. Archangelsky, (ed.): *El Sistema Carbonífero de la República Argentina* Academia Nacional de Ciencias, 153-168. Córdoba.
- BACKLUND, H. G., 1923. Der magmatische Anteil der Cordillera von Süd Mendoza. *Meddelangen från Åbo. Akademis Geologisk-Mineralogiska Institut*. 3 : 1 – 298. Åbo.
- BAHLBURG, H., C. BREITKREUZ y W. ZEIL, 1988. The Middle to Late Paleozoic of northern Chile (21°-27°): Geotectonic implications for the east pacific margin of Gondwana. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 : A /1-17.
- BALDAUF, P.; 1993. Timing of deformation in the central Andean Foreland, Western Mendoza, Argentina, using  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating techniques. Master Thesis. G. Washington University. (Informe inédito).
- BALDAUF, P., G. STEPHENS, M. KUNK y F. E. NULLO, 1992. Argon-Argon ages for the Huincán intrusive and their implications for the structural development of the Andean foreland, Southern Mendoza province, Argentina. *Geological Society America, Abstracts with Programms* 24 : A188, Boulder.
- BARRIONUEVO, L. A., 1953. Informe geológico minero sobre los yacimientos cupríferos de los cerros La Virgen y Mirano, provincia de Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares, 30 págs. Buenos Aires. (Informe inédito).
- BELLUCO, A., J. DIEZ, C. ANTONIETTI, H. ACHEN y C. VALERDI, 1974. Los depósitos uraníferos de las provincias de Mendoza y Neuquén. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 35-53.
- BENGOCHEA, J. D., 1992. Cerro Amarillo, provincia de Mendoza. 3 págs. Mendoza. (Informe inédito).
- BENÍTEZ, J. C., 1993. Cuenca Neuquina-Sur Mendocina. En: V.A. Ramos (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, III (2): 377-385, Mendoza.
- BERGMANN, F. A. J., 1993. Combustibles sólidos. En: V.A. Ramos (ed.): *Geología y recursos naturales de Mendoza, Relatorio*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4 (6) : 543-548, Mendoza.
- BERMÚDEZ, A. D. y D. DELPINO; 1989. La provincia basáltica Andino-Cuyana (35°-37° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4) : 35-55.
- BERMÚDEZ, A., D. DELPINO, F. FREY y A. SAAL, 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, V. A. Ramos (ed.), Relatorio, 1 (13): 161-172.
- BETTINI, F. H., 1982. Complejos efusivos terciarios presentes en las Hojas 30c y 30b (Puntilla del Huincán y Chos Malal), del sur de la provincia de Mendoza y Neuquén, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 5 : 79-114. Buenos Aires.
- BETTINI, F. H., R. A. POMBO, C. A. MOMBRÚ y M. A. ULIANA; 1979. Consideraciones sobre el diastrófismo andino en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, entre los 34° 30' y 37° de latitud sur. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 671-683. Buenos Aires.

- BLASCO, G., 1984. Determinación de una fauna de ammonites del área de la Hoja 29a, Cerro Campanario, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires (Informe inédito).
- BODENBENDER, G., 1892. Sobre el terreno Jurásico y Cretáceo de los Andes Argentinos, entre el río Diamante y el río Limay. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 3 : 1-41. Córdoba.
- BOEHM, E. K., 1934. Informe del mapa geológico-topográfico 1:25.000 de la zona entre el río Malargüe y el arroyo Chacay. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. (Informe inédito).
- BOEHM, E. K., 1935. Informe del mapa geológico topográfico de la zona de Chihui. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. (Informe inédito).
- BOEHM, E. K., 1938. Informe plano geológico-topográfico en escala 1 : 25.000 de la zona del río Atuel - río Salado. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. (Informe inédito).
- BORRELLO, A. J., 1956. Recursos minerales de la República Argentina, III. Combustibles sólidos minerales. Revista del Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales y Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", 5, (Ciencias Geológicas), 665 págs., Buenos Aires.
- BOUZA, P., 1991. Descripción Geológica y caracterización petrográfica de las vulcanitas cenozoicas aflorantes entre los arroyos Montañés y El Yeso, Cordillera Principal, provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología, Trabajo Final de Licenciatura. Buenos Aires. (Informe inédito).
- BRODTKORB, M. K. de, 1966. Mineralogía y consideraciones genéticas del yacimiento Huemul, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21 (3): 165-180, Buenos Aires.
- BURKHARDT, C., 1900. Profils géologiques transversaux de la Cordillere Argentino-Chilienne. Stratigraphie et tectonique. Anales del Museo de La Plata, Sección Geología y Mineralogía 2 : 1-136.
- CABALLÉ, M. F., 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal entre los ríos Manrique y Calingasta, provincia de San Juan. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral (Informe inédito).
- CAMACHO, H. H., 1969. Nota sobre fósiles del Cretáceo superior de Mechanquil, provincia de Mendoza (Argentina). Ameghiniana, 6 (3) : 219-222.
- CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (3) : 351-392.
- CAMINOS, R., 1979. Cordillera Frontal. En: Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1 : 397-453. Córdoba.
- CANNELLE, L. E., 1973. Recursos minerales. En: R.N. Dessanti, Descripción geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. Boletín del Servicio Nacional Minero Geológico, 139: 49-62, Buenos Aires.
- CAROZZI, A., F. BERCOWSKY, M. RODRÍGUEZ, M. SÁNCHEZ y T. VONESCH, 1981. Estudio de microfacies de la Formación Chachao (Valanginiano) provincia de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 545-565.
- COIRA, B. y M. KOUKHARSKY, 1976. Efusividad tardiohercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona del Arroyo del Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 : 105-123.
- COLEMAN, M., D. HENDRICK, D. LOVLEY, C. WHITE1 y K. PYE, 1993. Reduction of Fe<sup>+3</sup> in sediment by sulfate-reducing bacteria. Nature, v. 361 : 436-438.
- COMBINA, A., 1996. Evolución tectosedimentaria del Terciario continental de la Cuchilla de la Tristeza, (Mendoza) y su vinculación con los levantamientos de la Cordillera Principal. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Río IV. (Informe inédito).
- COMBINA, A., F. E. NULLO y G. STEPHENS, 1995. Miocene uplift of the southern Andes and their related foreland basin. IAS-16<sup>th</sup> Reg. Meeting of Sedimentology - 5<sup>ème</sup> Congreso Français de Sédimentologie - ASF Book of Abstracts. Publ. ASF, Paris, n° 22 : 43.
- COMBINA, A., F. E. NULLO, P. BALDAUF y G. STEPHENS, 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 : 460-464.
- CORTÉS, J. M., 1985. Volcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de la estancia Tambillos, provincia de Mendoza, República Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 : 89-108.
- CRIADO ROQUE, P., 1950. Consideraciones generales sobre el Terciario del sur de la provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4 : 460-464.
- DAMBORENEA, S. E. y M. O. MANCENÍDO, 1988. On the paleogeographical distribution of the pectinid genus *Weyla* (Bivalvia, Lower Jurassic). Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology, 27 (1) : 85-102.
- DAMBORENEA, S. E. y M. O. MANCENÍDO, 1993.

- Formación Puesto Araya. En: A. C. Riccardi y S. E. Damborenea (eds.): *Léxico estratigráfico de la Argentina*. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21, p. 345. Buenos Aires.
- DAVIDSON, J., 1989. Tectonic and magmatic evolution of the southern Chilean central Andes. IUGS/Unesco, Deposit Modelling Workshop, Abstracts. *Revista Geológica de Chile*, 16 (1) : 89-108.
- DE FERRARÍIS, C., 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia, 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 121-144.
- DELLAPÉ, D. A., C. A. MOMBRÚ, G. A. PANDO, A. C. RICCARDI, M. A. ULIANA y G. E. WESTERMANN, 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas del Loteniano. *Obra Centenario Museo de La Plata*, 5 : 81-105. La Plata.
- DESSANTI, R. N., 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. *Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín n° 139* : 70 págs.
- DESSANTI, R. N., 1978. Descripción geológica de la Hoja 28b, Malargüe, provincia de Mendoza. *Boletín del Servicio Geológico Nacional*, 149, 52 págs., Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J. H., 1967. Informe preliminar sobre la ubicación estratigráfica de los estratos marinos subyacentes en la cuenca Neuquina. 2° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3 : 119-146.
- DIGREGORIO, J. H., 1972. Neuquén. En: A. F. Leanza (ed.): *Geología Regional Argentina*. Centenario de la Academia Nacional de Ciencias: 439-506. Córdoba.
- DIGREGORIO, J. H. y M. A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. 2° Simposio de Geología Regional Argentina. (J. C. Turner ed.), *Academia Nacional de Ciencias*, 2 : 985-1032.
- DIMIÉRI, L. y F. E. NULLO, 1993. Estructura del frente montañoso de la Cordillera Principal (36° L S), Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3 : 160-167.
- DOE, B. R., W. P. LEEMAN, R. CHRISTIANSEN y C. E. HEDGE, 1982. Lead and strontium isotope and related trace elements as genetic tracers in the Upper Cenozoic rhyolite-basalt association of the Yellowstone Plateau volcanic field. *Journal of Geophysical Research*, 87 : 4785-4806.
- DREYER, T., 1993. Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Paleocene), Tremp-Gaus Basin, northern Spain. En: Marzo, M y C. Puigdefábregas (eds.): *Alluvial sedimentation*. Special Publications, International Association of Sedimentology, 17 : 337-362.
- ELIZALDE, C. O., 1961. Información sobre algunas manifestaciones ferríferas en las provincias de Mendoza y Neuquén. Dirección General de Fabricaciones Militares, 17 págs. Buenos Aires (Informe inédito).
- FREYTES, E., 1969. Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choiyoi ("Serie Porfirítica") en el sud de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*. Buenos Aires. (Informe inédito).
- GERTH, E., 1925. Contribuciones a la estratigrafía y paleontología de los Andes Argentinos. I. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. *Academia Nacional de Ciencias, Actas 9 (1-2)* : 7 - 55. Córdoba.
- GERTH, E., 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sur de la provincia de Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias, Actas 10 (2)* : 123-174. Córdoba.
- GIAMPAOLI, P., D. DAJZGEWAND y F. DZELALIJA, 2002. La estructura del sector externo de la faja plegada y corrida de Malargüe a la latitud del río Salado, Cuenca Neuquina Surmendocina, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 168-173.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. F., 1958. Estructuras del basamento y del Neopaleozoico en los contrafuertes nordorientales del cordón del Portillo, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12 (3) : 98-133.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. F., 1972. Descripción geológica de la Hoja 30d, Payún Matrú, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Minería, *Boletín 130* : 92 págs. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. F. y L. FAUQUÉ, 1993. Geomorfología. En: V. A. Ramos (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Relatorio 1 (17)* : 217-234.
- GORROÑO, R., R. PASCUAL y R. POMBO, 1979. Hallazgo de mamíferos eógenos en el sur de la provincia de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los "Rodados Lustrosos" y del primer episodio orogénico del Terciario de la región. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 475-487.
- GORROÑO, R. C. NAKAYAMA y D. E. VILLER; 1984.

- Evolución estructural del pie de sierra externo en la zona de Malargüe, provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 125-136.
- GROEBER, P., 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. Dirección General Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 18, Serie B : 1-81.
- GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrogeología; Publicación 58, pp. 1-110.
- GROEBER, P., 1933. Descripción geológica de la Hoja 31c, confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, 38 : 1-72. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1939. Mapa Geológico de Mendoza. 2° Reunión Ciencias Naturales (Mendoza). Physis 14 (46): 147-220.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1 : 177-208.
- GROEBER, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2 (4): 409-433.
- GROEBER, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 2. Hojas Sosneado y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2 (2) : 141-176. Bs.As.
- GROEBER, P., 1953. Ándico. En: Groeber, P.: Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2 (1) : 349-536. Buenos Aires.
- GROEBER, P. y P. N. STIPANICIC, 1953. Triásico. En: Groeber, P., Stipanovic, P. N. y Mingramm, A. R. G.: Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2 (1) : 13-141. Mesozoico.
- GRUNDER, A. L., 1983. The Calabozo volcanic system: A major Quaternary silicic center in the central Chile Andes. EOS, 64: 18. (Aclarar sigla)
- GUERSTEIN, P., 1988. La ignimbrita Malargüe y su probable vinculación con la Caldera Calabozos (35° 30' S). Reunión de Geotranssectas de América del Sur, Actas 1 : 155-159. Mar del Plata.
- GULISANO, C. A., 1985. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la Provincia de Neuquén, cuenca Neuquina, Argentina. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral (Informe inédito).
- GULISANO, C. A., 1993. Formación Calabozo. En: A. C. Riccardi y S. E. Damborenea (eds.): Léxico estratigráfico de la Argentina. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21 : 87-88. Buenos Aires.
- GULISANO, C. A. y S. E. DAMBORENEA, 1993. Formación Auquinco. En: A. C. Riccardi 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. y A. GUTIÉRREZ PLEIMLING, 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. b) Mendoza province. Asociación Geológica Argentina, Serie E, 2 : 1-111. Buenos Aires.
- GULISANO, C. A., A. R. GUTIÉRREZ PLEIMLING y R. E. DIGREGORIO, 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 236-259.
- HALLER, M., F. E. NULLO, C. PROSERPIO, P. PÁRICA, V. CAGNONI y G. WALKER, 1985a. Major element geochemistry of Early Tertiary Andean Volcanics (34° 36' lat. S). Comunicaciones 35 : 97-100. Santiago.
- HALLER, M., F. E. NULLO, P. PÁRICA y M. ZENTILLI, 1985b. Inclusiones hornblendíferas en las volcanitas del Cerro Desagüe, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3 /4 : 192-214.
- HALLER, M., E. LINARES, P. PÁRICA, V. CAGNONI, H. OSTERA, F. E. NULLO y G. WALKER, 1988. Relaciones Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> de las volcanitas cenozoicas de la Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 3 : 1 / 77-89.
- HARRINGTON, H. J., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 22c, Ramblón, provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114, pp. 1-81.
- HERRERO DUCLOUX, A., 1948. Sobre el "Yeso Principal" del Neuquén y sur de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 3 (3) : 201-218.
- HILDRETH, W., 1979. The Bishop Tuff: Evidence of the origin of compositional zonation in silic magma chambers. Geological Society of America, Special Paper 180 : 43-75.
- HILDRETH, W. y S. MOORBATH, 1988. Crustal contributions to the arc magmatism in the Andes of central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98 : 455-489, New York.
- HILDRETH, W., R. DRAKE y W. SHARP, 1981. Volcanism Late Pleistocene Caldera Complex in the Andes of Central Chile. Geological Society of America, Abstracts with Programm 5 : 13: 61.
- HILDRETH, W., A. GRUNDER y R. DRAKE; 1984. The

- Loma Seca Tuff and the Calabozos Caldera, A major ash-flow and caldera complex in the Southern Andes of Central Chile. Geological Society of America, Bulletin, 95 : 45-54.
- HOLMBERG, E., 1973. Descripción geológica de la Hoja 29d, Cerro Nevado, provincia de Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 144, 71 págs. Buenos Aires.
- HUPPERT, H. E. y R. S. J. SPARKS, 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. Journal of Petrology 29 (3) : 599-624. Oxford.
- JAWORSKI, E., 1926. La fauna del Lías y Dogger de la Cordillera Argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Actas de la Academia Nacional de Ciencias, 9 (3-4) : 137-316. Córdoba.
- KAY, S. M., V. A. RAMOS, C. MPODOZIS y P. SRUOGA, 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin. Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. Geology, 17 : 324-328.
- KOZLOWSKI, E., 1984. Interpretación estructural de la cuchilla de la Tristeza, provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 253-270.
- KOZLOWSKI, E., C. E. CRUZ y G. A. REBAY, 1987. El terciario volcanoclástico de la zona Puntilla de Huincán, provincia de Mendoza, Argentina. Simposio Internacional sobre vulcanismo Andino. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4 : 229-242. Tucumán.
- KOZLOWSKI, E. E., C. E. CRUZ, P. CONDAT y R. MANCEDA, 1989. Análisis estratigráfico del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el valle del río Grande, provincia de Mendoza. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata) 2 : 689-714.
- KOZLOWSKI, E. E., R. MANCEDA y V. A. RAMOS, 1993. Estructura. En: V. A. Ramos (ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Geológico de Exploración de Hidrocarburos, 1 (18): 235-256. Mendoza.
- KRANTZ, F., 1928. La fauna del Titono superior y medio en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Actas de la Academia Nacional de Ciencias, 10 : 9-57, Córdoba.
- LANÉS, S., 1991. Estratigrafía de las secuencias precuycanas en el área del río Grande entre los arroyos Montañés y Cajón del Yeso, Cordillera Principal, provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Trabajo Final de Licenciatura (Informe inédito).
- LANÉS, S., 1996. Tafonomía y caracterización de los depósitos bioclásticos de la Formación Puesto Araya (Pliensbachiano), sudoeste de Mendoza. Informe de Beca Universidad de Buenos Aires, Ciencia y Técnica (Informe inédito).
- LANÉS, S. y R. PALMA, 1998. Environmental implications of oncoids and associated sediments from the Remoredo Formation (Lower Jurassic) Mendoza, Argentina. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 140: 357-366.
- LAPIDUS, A., 1957. Proyecto de explotación de las minas de plomo La Flor, Yupanqui, Cuhinchenque y El Cajón, distrito Malargüe, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Minería, xxx págs. Buenos Aires (Informe inédito).
- 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. Anales del Museo La Plata (N. S.), 1: 1-99.
- LEANZA, A. F., 1946. Las Opeleas de Chacay Melehue en el Neuquén. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1 (1) : 62-72.
- LEANZA, A. F. y W. ZÖLLNER, 1949. Acerca de la edad del "Yeso Principal" y su composición litológica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4 (1): 25-35.
- LEANZA, H. A., 1981. The Jurassic Cretaceous boundary beds in west central Argentina and their ammonite zones. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 161 (1): 62-92.
- 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.
- 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 G. BLASCO, 1991. Estratigrafía y ammonites pliensbachianos del área del arroyo Ñireco, Neuquén, Argentina, con la descripción de *Austromorphites* gen. nov. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (1-2) : 159-174.
- 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.
- LEANZA, H. A., H. G. MARCHESE y J. C. RIGGI, 1978.

- Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° 1.s., Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (3) : 190-208.
- LEGARRETA, L., 1976. Análisis estratigráfico de la Formación Tordillo (Jurásico superior) en la zona comprendida entre los ríos Diamante y Salado, Departamentos Malargüe y San Rafael, provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura (Informe inédito).
- LEGARRETA, L. y C. A. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico de la cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). 10° Congreso Geológico Argentino, Simposio de Cuencas Sedimentarias : 221-244. Tucumán.
- LEGARRETA, L. y E. KOZLOWSKI, 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, provincia de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 521-543.
- 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. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 389-409.
- LEGARRETA, L., C. A. GULISANO y M. A. ULIANA, 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico - Cretácicas. En: V. A. Ramos (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Relatorio. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos 1 (9) : 87-114.
- LÓPEZ FONTENLA, E. J. J., 1984. Geología de los arroyos El Desecho y de los Corralitos, Departamento Malargüe, provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Trabajo Final de Licenciatura (Informe inédito).
- LURGO, C. y E. O. ZAPPETTINI, 1987. Informe final del cateo Aguas Amarillas, departamento Malargüe, provincia de Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares, 33 págs. Buenos Aires (Informe inédito).
- LLAMBÍAS, E. J., 1966. Geología y petrografía del volcán Payún Matrú. *Acta Geológica Lilloana*, 8 : 265-310.
- LLAMBÍAS, E. J., 1986. Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2): 22-32.
- LLAMBÍAS, E. J. y R. CAMINOS, 1987. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. En: S. Archangelsky (ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias : 253-280. Córdoba.
- LLAMBÍAS, E. J. y A. M. SATO. 1990. El Batolito de Colangüil (29°-31° S) Cordillera Frontal de Argentina: Estructura y Marco Tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17 (1): 89-108.
- LLAMBÍAS, E. J., A. M. SATO y C. E. CASTRO, 1990. Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el Batolito de Colangüil. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 79-82. San Juan.
- MALUMIÁN, N., F. E. NULLO y V. A. RAMOS, 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay y Uruguay. In: *The Phanerozoic of the World, II : The Mesozoic B*: 265-304. Elsevier Publ., New York.
- MANCEDA, R. y D. FIGUEROA, 1993. La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, provincia de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3 : 219-232.
- MANCEDA, R. y D. FIGUEROA, 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold thrust belt, Mendoza, Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez Soruco y H. J. Welsink (eds.): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62 : 369-382. Boulder.
- MANCEDA, R., N. BOLLATI y R. MANINI, 1992. Modelo estructural para la zona de Bardas Blancas, provincia de Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3° Época, 9 (31) : 92-103.
- MARÍN, G. y F. E. NULLO, 1988. Geología y estructura al oeste de la Cordillera de la Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 153-162.
- MARZO, M., 1992. Sistema fluvial de alta sinuosidad. En: Arche, A. (Coord.): *Sedimentología*. C.S.I.C., Colección Nuevas Tendencias, 11 : 67-106.
- MENÉNDEZ, C., 1951. La flora mesozoica de la Formación LLantenes (provincia de Mendoza). *Revista del Instituto Nacional de Ciencias Naturales (Botánica)* 2-3 : 147-261.
- MIAL, A. D., 1985. Architectural elements analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22 : 261-276.
- MINGRAMM, A. J., GONZALES SEGURA y A. NOCIONI, 1993. Foldbelt tectonics of the Malargüe area, Central West Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3 : 179-187.
- MIRRE, J. C., 1966. Geología del valle del río Los Patos entre Barreal y Los Hornitos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21 (4) : 211-231.
- MOMBRÚ, C. y M. A. ULIANA; 1978. Esquema tectosedimentario de la cuenca Mesozoica de Mendoza y Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 239-255

- MOMBRÚ, C., M. A. ULIANA y F. BERCOWSKY, 1978. Estratigrafía y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico inferior Sudamericano. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 658-700.
- MONTY, C. L. V., 1976. The origin and development of crystal fabric. In: Walter, M. R. (ed.): *Stromatolites*: 193-249.
- MONTY, C. L. V., 1981. Spongistromate vs. Porostromate, stromatolites and oncolites. In: C. L. V. Monty (ed.): *Phanerozoic Stromatolites and oncolites*, 1-4.
- NIEMEYER, H., F. URZÚA, F. G. ACEÑOLAZA y C. GONZÁLEZ, 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la región de Antofagasta. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 : 1/410-439.
- NULLO, F. E., 1985. Descripción Geológica de la Hoja 29a, Cerro Campanario, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires (Informe inédito).
- NULLO, F. E., 1991. Cuencas extensionales del Mesozoico inferior en el extremo sur de Sudamérica. Un modelo transpresional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 115-126.
- NULLO, F. E. y G. MARÍN, 1990. Geología y estructura de las quebradas de la Sal y de la Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4) : 323-335.
- NULLO, F. E., C. PROSERPIO y M. HALLER, 1987. Estructuras intercretácicas en Cordillera Principal (34° 30' - 36° S), Mendoza, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 185-188.
- NULLO, F. E., R. CAMINOS y J. PANZA, 1993. Mapa geológico de la provincia de Mendoza a escala 1 : 500.000. Edición del SEGEMAR.
- NULLO, F., P. BALDAUF, G. STEPHENS, A. COMBINA y M. KUNK, 1996. Tertiary evolution of the Andes, Southern Mendoza, Argentina. *Geological Society of America, Programs with Abstracts* 21: A-59. Denver.
- NULLO, F. E., G. STEPHENS y J. OTAMENDI, 1997. Evolución geoquímica del Arco Volcánico Neógeno en el sur de Mendoza, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, 2 : 1404-1408.
- NULLO, F. E., G. STEPHENS, J. OTAMENDI y P. BALDAUF, 2002. El volcanismo terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57: 119–132.
- PANKHURST, R. J., 1990. The Paleozoic and Andean magmatic arcs of West Antarctica and Southern South America. In: S. M. Kay y C. W. Rapela (eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper 241 : 1-7.
- PARADA, M. A., 1984. Caracterización geoquímica de elementos mayores de las rocas ígneas hercínicas de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° de latitud sur. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 159-170.
- PARRAS, A. M., S. CASADÍO y M. PIRES, 1998. Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe y el límite Cretácico/Paleógeno en el sur de la provincia de Mendoza, Argentina. Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial n° 5 : 61-69.
- PERALTA, E. H., 1994. Proyecto cobre volcanogénico - epitermales en Cordillera Frontal. Secretaría de Minería, Delegación Mendoza, 14 págs. Mendoza (Informe inédito).
- PESCE, A. M., 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahueve, provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 439-455.
- PICHOWIAK, S., H. BAHLBURG y C. BREITKREUZ, 1987. Paleozoic volcanic and geotectonic evolution in northern Chile. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4 : 302-304.
- PLAN CORDILLERANO CENTRO, 1969. Informe final sobre las investigaciones geológico mineras realizadas en la provincia de Mendoza y resultados obtenidos. Dirección General de Fabricaciones Militares, 80 págs.. Mendoza (Informe inédito).
- PLOSZKIEWICZ, J. V., 1993. Yacimiento Puesto Rojas. En: V. A. Ramos (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. Relatorio. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3 (15): 447-450, Mendoza.
- PLOSZKIEWICZ, J. V., 2002. El sobrecorrimiento plegado del anticlinal Malargüe. Cuenca Neuquina. Provincia de Mendoza. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 220-221.
- POLANSKI, J., 1957. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Asociación Revista de la Geológica Argentina*, 12 (3) : 165-196.
- POLANSKI, J., 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (3-4) : 127-349. Buenos Aires.
- POLANSKI, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 26a, Volcán San José, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 98, 78 págs.
- POLANSKI, J., 1966. Edades eruptivas suprapaleozoicas asociadas en el diastrofismo variscico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21(1): 5-19.

- PYE, K., J. DICKSON, N. SCHIAVON, M. COLEMAN y M. COX, 1990. Formation of siderite-Mg-calcite-iron sulphide concretions in intertidal marsh and sandflat sediments, north Norfolk, England. *Sedimentology* 37 : 325-343.
- RAMOS, V. A. y F. E. NULLO, 1993. El volcanismo de arco Cenozoico. En: V. A. Ramos (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, I (12)* : 149-160. Mendoza.
- RAMOS, V. A., T. E. JORDAN, R. W. ALLMENDINGER, C. MPODOZIS, S. M. KAY, J. M. CORTÉS y M. PALMA, 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine - Chilean Andes. *Tectonics* 5 (6) : 855-880.
- RAPALINI, A.; 1989. Estudio paleomagnético del vulcanismo permotriásico de la región andina de la República Argentina. Consecuencias tectónicas y geodinámicas. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral (Informe inédito).
- RE, G., 1985. Estratigrafía y estructura del sector norte del valle de Las Leñas, Cordillera Principal, Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Trabajo Final de Licenciatura (Informe inédito).
- REIJENSTEIN, C., 1967. Estratigrafía y tectónica de la zona al norte del río Atuel, entre los arroyos Blanco y Malo, provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Trabajo Final de Licenciatura (Informe inédito).
- RICCARDI, A. C., 1983. The Jurassic of Argentina and Chile. *Phanerozoic of the World, II: The Mesozoic*. B: 201-263. Elsevier Publ., New York.
- RICCARDI, A. C., 1993. Formación Los Molles. En: A. C. Riccardi 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 G. E. G. WESTERMANN, 1984. Ammonitas y estratigrafía del Aaleniano - Bajociano de la Argentina, con un apéndice micropaleontológico. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4 : 362-393.
- RICCARDI, A. C., S. E. DAMBORENEA y M. O. MANCENIDO, 1993. Invertebrados Mesozoicos. En: V. A. Ramos (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2 (12)*: 329-340. Mendoza.
- RODRÍGUEZ, E. y M. BARTON, 1993. El Cuaternario de la Llanura. En: V. A. Ramos (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (14)* : 173-194.
- ROLLERI, E. O. y P. CRIADO ROQUE, 1969. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2 : 1-60. Bs.As.
- ROVERE, E. I., A. CASELLI, S. TOURN, H. A. LEANZA, C. A. HUGO, A. FOLGUERA, L. ESCOSTEGUY y S. GEUNA, 2004. Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Boletín 298 : 107 págs. Buenos Aires.
- RUBINSTEIN, N. A., 1991. Volcanismo Paleozoico superior - Triásico en el sur de la sierra del Volcán, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (3-4) : 345-348.
- SALABERRY, C., 1982. Informe definitivo sobre las áreas de reserva provincial N° 5 Arroyo de las Minas y N° 6 Cerro de la Virgen. Subsecretaría de Estado de Minería, 51 págs. Mendoza. (Informe inédito).
- SANTAMARÍA, G. R., 1984. Determinaciones calcográficas. En: J. C. M. Zanettini, *Prospección Mendoza Sur, Dirección General de Fabricaciones Militares, 1-6*, Mendoza. (Informe inédito).
- SANTAMARÍA, G. R., 1994. Determinaciones calcográficas. En: E. H. Peralta: *Proyecto cobre volcanogénico - epitermales en Cordillera Frontal*. Secretaría de Minería, Delegación Mendoza, 13-14, Mendoza. (Informe inédito).
- SARDÍN, P. G., 1984. Geología de Portezuelo Ancho, departamento Malargüe, provincia de Mendoza, República Argentina. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Trabajo Final de Licenciatura. (Informe inédito).
- SARUDIANSKY, R. y F. DEL CARRIL, 1984. Los yacimientos de baritina y celestina de la provincia de Mendoza. Actas del 9° Congreso Geológico Argentino, 5 : 452-473. San Carlos de Bariloche.
- SCHALAMUK, I. B., R. ETCHEVERRY, R. FERNÁNDEZ y E. ARAGÓN, 1987. Geología y génesis del yacimiento de baritina El Compadrito, Mendoza, Argentina. Actas del 10° Congreso Geológico Argentino, 1:39-42, San Miguel del Tucumán.
- SCHILLER, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Dirección Nacional de Agricultura, Sección Geología Mineralogía y Minería 7 (5) : 1-68. Buenos Aires.
- SERRANO, A. y H. DEVITO, 1953. Informe general sobre la cuenca plumbífera de Malargüe, Mendoza. Dirección Nacional de Minería, 173 págs. Buenos Aires. (informe inédito).
- SHAW, S., E. J. LLAMBÍAS y A. M. SATO, 1990. New Rb/Sr age determinations from the Colangüil Batholith between 29°-31° S, Frontal Cordillera, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 461-462.

- SMITH, D. y N. SMITH, 1980. Sedimentation in anastomosed river system: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Geological Society of America, Bulletin*, 87: 857-860.
- SMITH, G. A., 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: The Deschutes Formation (Neogene) in Central Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (4) : 613-629.
- SRUOGA, P., P. GUERSTEIN y A. BERMÚDEZ, 1993. Riesgo volcánico. En: V. A. Ramos (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 6 (2) : 659-667.
- STAPPENBECK, R., 1917. Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata. *Anales del Ministerio Agricultura; Sección Geología Mineralogía y Minería* 10 (1).
- STELZNER, A., 1923. Contribución a la geología de la República Argentina con la parte limítrofe de los Andes chilenos entre los 32° y 33°. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 8 : 1-228. Córdoba.
- STEPHENS, G., F. E. NULLO y P. BALDAUF, 1991. Geometry and structural history of the Sosneado Thrust fault and earlier basement-core folds, southern Mendoza province, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with programmes*, 23 : A139.
- STIPANICIC, P. N., 1949. La Serie Llantenis en Mendoza sur. Su edad y sus niveles plantíferos. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 4 : 218-234.
- STIPANICIC, P. N., 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo de la Manga, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6 (4) : 213-239.
- STIPANICIC, P. N., 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. 20° Congreso Geológico Internacional, Sección II : 73-112, México.
- STIPANICIC, P. N., 1965. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz - Yaila) en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (4) : 403-478.
- STIPANICIC, P. N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (4) : 367-388.
- STIPANICIC, P. N., 1979. El Triásico del valle del río de Los Patos (provincia de San Juan). En: J. C. M. Turner (ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 1 : 695-744, Córdoba.
- STIPANICIC, P. N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. *Phanerozoic Geology of the World*. B, 7: 181-200. Elsevier.
- STIPANICIC, P. N. y M. BONETTI, 1970a. Posiciones estratigráficas y edades de las principales Floras Jurásicas Argentinas. I. Floras Liásicas. *Ameghiniana*, 7 (1) : 57-78.
- STIPANICIC, P. N. y M. BONETTI, 1970b. Posiciones estratigráficas y edades de las principales Floras Jurásicas Argentinas. II. Floras doggerianas y málmicas. *Ameghiniana*, 7 (2) : 101-118.
- STIPANICIC, P. N. y M. O. MANCENIDO, 2002. Formación Remoredo. En: Stipanovic, P. N. y C. Marsicano (eds.): *Léxico Estratigráfico de la Argentina*, VIII, Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) n° 26 : 238-239.
- STIPANICIC, P. N. y A. R. G. MINGRAMM, 1952. Informe preliminar sobre la estratigrafía, cronología y distribución facial de los sedimentos del Dogger-Malm en el sector Neuquino-Mendocino de la cubeta mesozoica Argentino-Chilena. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*. Buenos Aires. (Informe inédito).
- SUÁREZ, M. y R. DE LA CRUZ, 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 : 266-270.
- SUGITANI, K., R. SUGITANI y M. ADACHI, 1995. Authigenic carbonate concretions and host shales the Shimanto belt, southwestern Japan: Implications for carbonate precipitation. *Journal of Sedimentary Research*, vol. A65 (3): 531-540.
- TABACCHI, M. H. y C. O. ELIZALDE, 1961. Informe preliminar de las manifestaciones ferríferas del cajón del Yeso, departamento Malargüe, provincia de Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares, 13 págs. Buenos Aires. (Informe inédito).
- TURNER, J. C. M. y L. CAZAU, 1978. Estratigrafía del Prejurásico. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio de la Geología y Recursos Naturales de Neuquén: 25-36. Neuquén.
- UGARTE, F., 1955. Estudio geológico de la zona de Coihueco - Cerro La Brea (provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10 (3): 137-177.
- ULIANA, M. A. y D. A. DELLAPÉ, 1982. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiano - Eoterciaria del Engolfamiento Neuquino (Patagonia septentrional). 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 673-711.
- ULIANA, M. A., D. A. DELLAPÉ y G. A. PANDO, 1975a. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas. (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1 : 151-176. Buenos Aires.

- ULIANA, M. A., D. A. DELLAPÉ y G. A. PANDO, 1975b. Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas. (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1 : 177-196. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., D. A. DELLAPE y G. A. PANDO, 1977. Análisis estratigráfico y evolución del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio (provincias de Neuquén y Mendoza). Petrotecnia, Instituto Argentino del Petróleo, (1-2) : 31-46; (3) : 25-33.
- ULIANA, M. A., C. MOMBRÚ y F. BERCOVSKI, 1979. Los abultamientos calcáreos del Cretácico inferior surmendocino. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 695-709.
- VALENCIO, D. A., E. LINARES y K. M. CREER, 1969. Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y de Neuquén. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2 : 397-415.
- VOLKHEIMER, W., 1970. Neuere Ergebnisse der Andean-Stratigraphie von Süd-Mendoza (Argentinien) und benachbarter Gebiete und Bemerkungen zur Klimageschichte des südlichen Andenraums. Geologische Rundschau, 59 (3) : 1088-1124.
- VOLKHEIMER, W., 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la sierra de Chacai Co y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacai Co (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Las Lajas (Caloviano inferior). Ameghiniana 10 (2) : 105-109. Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W., 1978. Descripción geológica de la Hoja 27a, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151, 83 pp.
- VOLKHEIMER, W. y A. SALAS, 1975. Estudio palinológico de la Formación Huitrín, Cretácico de la Cuenca Neuquina en su localidad tipo. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 433-456.
- VOLKHEIMER, W. y O. H. PAPÚ, 1993. Una microflora del Triásico superior de la Cuenca de Malargüe, localidad Llantenes, provincia de Mendoza, Argentina. Ameghiniana 30 (1) : 93-100.
- WEAVER, C., 1927. The Roca Formation in Argentina. American Journal of Science, 5 (13) : 417-434.
- WEAVER, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington, Memoir 1, 1-469. Seattle.
- WEHRLI, L. y C. BURCKHARDT, 1898. Rapport préliminaire sur une expédition géologique dans la Cordilliere Argentino-Chilienne, entre le 33° et 36° latitude sud. Revista del Museo de La Plata, 8 : 373-388.
- WESTERMANN, G. E. G., 1967. Sucesión de ammonites del Jurásico medio de Antofagasta, Atacama, Mendoza y Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22 (1) : 65-73.
- WICHMANN, R., 1927. Sobre la facies lacustre senoniana de los estratos con dinosaurios y su fauna. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 30 : 383-405.
- YRIGOYEN, M., 1979. Cordillera Principal. En: J. C. M. Turner (ed.): Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 953-984. Córdoba.
- YRIGOYEN, M., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: V. A. Ramos (ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza, Relatorio. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (11) : 123-148.
- ZANETTINI, J. C. M., 1984. Prospección Mendoza Sur. En Informe final proyectos Santa Clara y Mendoza Sur. Dirección General de Fabricaciones Militares, 47 págs. Mendoza. (Informe inédito).
- ZAVATTIERI, A. M., 1995. Revisión de microfloras triásicas de Argentina. 2° Reunión Triásico del Cono Sur, Actas 30-35, Bahía Blanca.
- ZÖLLNER, W. y A. J. AMOS, 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia de Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 143, pp. 1-91. Buenos Aires.

Recibida en julio de 1998

Actualizada y aceptada en junio de 2004