

# Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

**1:250.000**

## Hoja Geológica 4769-II **Colonia Las Heras**

## Hoja Geológica 4766-I **Bahía Lángara**



Monumento al Obrero Petrolero, El Gorosito, en la ciudad de Caleta Olivia

### Provincia de Santa Cruz

Héctor Martínez, Carlos Dal Molín, Silvia Castro Godoy,  
Fabiana Quintón Piegas Luna, Hugo Marengo, Andrea Dzenoletas

*Recursos minerales:* Hugo Pezzuchi y Cayetano Parisi

*Petróleo y gas:* José Luis Panza

*Supervisión:* José Luis Panza y Mario R. Franchi



**INSTITUTO DE  
GEOLOGÍA Y  
RECURSOS  
MINERALES**

 **SegemAR**  
Servicio Geológico Minero Argentino



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

Hoja Geológica 4769-II  
**Colonia Las Heras**

y

Hoja Geológica 4766-I  
**Bahía Lángara**

Provincia de Santa Cruz

Héctor Martínez<sup>1</sup>

Carlos Dal Molín<sup>2</sup>

Silvia Castro Godoy<sup>2</sup>

Fabiana Quintón Piegas Luna<sup>3</sup>

Hugo Marengo<sup>4</sup>

Andrea Dzendoletas<sup>5</sup>

Recursos minerales: Hugo Pezzuchi<sup>1</sup> y Cayetano Parisi<sup>1</sup>

Petróleo y gas: José Luis Panza<sup>2</sup>

Supervisión: José Luis Panza<sup>2</sup> y Mario R. Franchi<sup>2</sup>

<sup>1</sup> SEGEMAR-Comodoro Rivadavia

<sup>2</sup> SEGEMAR-Buenos Aires

<sup>3</sup> Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

<sup>4</sup> SEGEMAR-Mendoza

<sup>5</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Universidad Nacional del Comahue

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

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

## SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

---

*Presidente:* Dr. Eduardo O. Zappettini  
*Secretaria Ejecutiva:* Lic. Silvia Chavez

### INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

---

*Director:* Dr. Martín Gozalvez

### DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

---

*Directora:* Dra. Graciela Vujovich

#### REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

*Esta publicación debe citarse como:*

Martínez, H., Dal Molín, C., Castro Godoy, S., Quintón Piegas Luna, F., Marengo, H., Dzenoletas, A., Pezzuchi, H., Parisi, C., Panza, J.L. 2020. Hoja Geológica 4769-II, Colonia Las Heras y Hoja Geológica 4766-I, Bahía Lángara. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 426, 66 pp. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES - SEGEMAR  
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina

Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100

[www.segemar.gov.ar](http://www.segemar.gov.ar)

## CONTENIDO

<b>RESUMEN</b> .....	1
<b>ABSTRACT</b> .....	2
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	3
Ubicación de las hojas y área que abarcan .....	3
Naturaleza del trabajo .....	3
Investigaciones anteriores .....	4
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b> .....	4
Relaciones generales .....	4
2.1. MESOZOICO .....	6
2.1.1. CRETÁCICO inferior alto a superior .....	6
Grupo Chubut .....	6
Formación Castillo (1) .....	7
Formación Bajo Barreal (2) .....	9
Formación Laguna Palacios (3) .....	12
2.2. CENOZOICO .....	13
2.2.1. PALEÓGENO .....	13
2.2.1.1. Paleoceno .....	13
Formación Salamanca (4) .....	13
Formación Río Chico (5) .....	15
2.2.1.2. Eoceno .....	17
Basalto Cerro del Doce (6) .....	17
Formación Sarmiento (7) .....	19
2.2.1.3. Eoceno-Oligoceno inferior .....	22
Intrusivos básicos alcalinos (8) .....	22
2.2.1.4. Oligoceno .....	24
Basaltos alcalinos (9) .....	24
2.2.2. PALEÓGENO-NEÓGENO .....	25
2.2.2.1. Oligoceno superior-Mioceno inferior .....	25
Formación Monte León (10) .....	25
2.2.3. NEÓGENO .....	28
2.2.3.1. Mioceno .....	28
2.2.3.1.1. Mioceno inferior a medio .....	28
Formación Santa Cruz (11) .....	28
2.2.3.1.2. Mioceno medio a superior .....	30
Gravas aluviales antiguas del río Chico (12) .....	30
Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco - Nivel I (13) .....	31
2.2.3.2. Plioceno .....	32
2.2.3.2.1. Plioceno inferior .....	32
Gravas aluviales del paleocauce Lago Buenos Aires - Meseta Espinosa (14) .....	32
Depósitos fluviales antiguos del cañadón Salado (15) .....	33
2.2.3.2.2. Plioceno superior .....	34
Depósitos fluviales antiguos del río Deseado - Nivel I (16) .....	34
Formación Caleta Paula (17) .....	34
Depósitos fluviales antiguos del río Deseado - Nivel II (18) .....	35

2.2.4. CUATERNARIO .....	35
2.2.4.1. Pleistoceno .....	35
Depósitos fluviales antiguos del río Deseado - Nivel III (19) .....	35
Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco - Nivel II (20) .....	35
Depósitos de cordones litorales marinos - Nivel I (21) .....	36
Depósitos fluviales antiguos del río Senguerr (22) .....	36
Depósitos fluviales antiguos del río Deseado - Nivel IV (23) .....	37
2.2.4.2. Holoceno .....	37
Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco - Nivel III (24) .....	37
Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco del Valle Hermoso (25) .....	37
Depósitos de cordones litorales marinos - Nivel II (26) .....	37
Depósitos fluviales antiguos del río Deseado - Nivel V (27) .....	37
Depósitos coluviales (28) .....	37
Depósitos aluviales (29) .....	37
Depósitos de bajos y lagunas (30) .....	38
Depósitos eólicos (31) .....	38
Depósitos de deslizamientos (32) .....	38
<b>3. ESTRUCTURA .....</b>	<b>38</b>
<b>4. GEOMORFOLOGÍA .....</b>	<b>41</b>
<b>5. HISTORIA GEOLÓGICA .....</b>	<b>44</b>
<b>6. RECURSOS MINERALES .....</b>	<b>47</b>
6.1. Minerales metalíferos .....	47
6.2. Minerales radiactivos .....	47
6.3. Rocas y minerales industriales .....	48
6.4. Petróleo y gas .....	50
<b>7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO .....</b>	<b>60</b>
<b>TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO .....</b>	<b>61</b>

## RESUMEN

Las Hojas Geológicas 4769-II, Colonia Las Heras y 4766-I, Bahía Lángara, ubicadas en el extremo nororiental de la provincia de Santa Cruz, abarcan parte del centro de cuenca y del flanco sur de la provincia geológica Cuenca del Golfo San Jorge.

La comarca es una de las más densamente pobladas de la provincia, ya que en ella se encuentran las ciudades de Caleta Olivia y Pico Truncado, así como las poblaciones menores de Las Heras, Cañadón Seco y Koluel Kaike. La principal actividad económica corresponde a la extracción de hidrocarburos (petróleo y gas). Son también importantes la cría de ganado ovino y la pesca en Caleta Olivia.

Las rocas aflorantes más antiguas son las piroclastitas y sedimentitas continentales cretácicas del Grupo Chubut (Albiano – Santoniano), conformado por las formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios; este grupo alcanza gran desarrollo en superficie y subsuelo de la Cuenca del Golfo San Jorge.

El Paleógeno está representado por los depósitos de las formaciones Salamanca (marina) y Río Chico (continental), ambas pertenecientes al Paleoceno. A continuación, las efusiones basálticas eocenas preceden a las tobas finas y bentonitas de la Formación Sarmiento, que a su vez están intruidas por teschenitas y basaltos del Eoceno superior al Oligoceno inferior.

Las unidades anteriores están cubiertas por las sedimentitas marinas someras de la Formación Monte León (Oligoceno superior – Mioceno inferior) y por las piroclastitas continentales de la Formación Santa Cruz, del Mioceno más bajo.

El Terciario se completa con el desarrollo de varios niveles psefiticos de agradación y de terrazas fluviales vinculadas con el río Deseado y el cañadón Salado, así como de algunos niveles de depósitos aluviales que cubrieron a distintas superficies de pedimentación.

En el Pleistoceno se han diferenciado otros niveles fluviales aterrizados, así como depósitos de cordones litorales marinos en la franja costera.

Al Holoceno se asignan depósitos fluviales, eólicos, marinos, de bajos y lagunas y de remoción en masa.

La estructura de la comarca se caracteriza por una tectónica extensional que originó el movimiento diferencial de los bloques de basamento, descendientes hacia el centro de la cuenca según fallas normales de rumbo dominante E-O, con indicios evidentes de varias etapas de reactivación. Se reconocen en subsuelo pliegues amplios y suaves, ligeramente asimétricos y con ejes de rumbo similar.

Como modeladora del paisaje predomina la acción fluvial, pero también adquieren importancia la actividad volcánica, la acción eólica y la remoción en masa, así como la erosión y la acumulación marina a todo lo largo de la costa atlántica.

La actividad minera en la comarca se restringe a la extracción de áridos (gravas y arenas) en varias canteras, así como a la explotación de calizas para la producción de cemento en la localidad de Pico Truncado.

En cambio, la explotación de hidrocarburos (petróleo y gas) es muy intensa en los distintos yacimientos del Flanco Sur de la cuenca, como Caleta Olivia, Cañadón Seco, Meseta Espinosa, El Huemul y otros.

Se encuentran en la comarca algunos sitios de interés geológico, como el dique anular y los cerros Ochenta y Uno y San Agustín, entre los más importantes.

**Palabras clave:** Cuenca del Golfo San Jorge, Grupo Chubut, petróleo, gas

## ABSTRACT

The Geological Sheets 4769-II, Colonia Las Heras and 4766-I, Bahía Lángara are located in the northeastern region of Santa Cruz Province, and are part of the South Flank of Golfo San Jorge Basin.

The main population centers are the towns of Caleta Olivia and Pico Truncado, and the most important economic activity is oil and gas extraction, followed by sheep farming.

During Late Cretaceous (Albian – Santonian) the oldest outcropping rocks, the continental sedimentites of Chubut Group, were deposited. This unit comprises Castillo, Bajo Barreal and Laguna Palacios Formations, and is widely developed in outcrop and subsurface in Golfo San Jorge Basin.

At the beginning of the Paleogene a marine transgression took place, represented by Salamanca Formation. Subsequent continental deposits are referred to as Río Chico Formation. Both units are Paleocene in age.

Paleogene volcanics effusions are represented by Eocene basalts and by teschenitic and basaltic intrusives of Upper Eocene – Lower Oligocene age. The former unit precedes and the later covers tuffs of Sarmiento Formation.

In the Upper Oligocene – Lower Miocene there are some marine sedimentary rocks belonging to Monte León Formation. The former is followed by the continental sedimentites and tuffs of Santa Cruz Formation, of the Lower Miocene.

The aggradation of gravel and sand deposits took place during Upper Miocene and Lower Pliocene. A complex system of several levels of fluvial deposits was accumulated between Lower Pliocene and Pleistocene – Holocene, in the valleys of Deseado and Salado rivers.

Pediment development, several levels of raised gravel beaches, and fluvial, eolian, marine and mass wasting deposits are attributed to the Pleistocene and the Holocene.

The study area is characterized by an extensional tectonics, which produced a complex block faulting system, configuring blocks that sink deeper to the north part (basin depocenter). Normal faults have a general east-west direction, and have been reactivated several times. Gentle dipping asymmetric folds, also of east - west trending, were recognized during subsurface prospection.

Fluvial processes and eolian erosion prevail as landscape moderators in continental areas, as well as marine erosion or accumulation along the Atlantic coast. In some places, volcanic activity and mass wasting effects are also important.

Mining in the region is restricted to the extraction of aggregates (sand and gravel) in several quarries, and limestone for portland cement production in Pico Truncado city. The exploitation of hydrocarbons (oil and gas) is very extensive in places such as Caleta Olivia, Meseta Espinosa, El Huemul, Cañadón Seco and many other oilfields.

In the area there are some sites of geological interest, among which the annular dyke, Ochenta y Uno and San Agustín hills can be cited.

**Keywords:** *Golfo San Jorge Basin, Chubut Group, oil, gas*

# 1. INTRODUCCIÓN

## NATURALEZA DEL TRABAJO

### UBICACIÓN DE LAS HOJAS Y ÁREA QUE ABARCAN

Las Hojas Geológicas 4769-II Colonia Las Heras y 4766-I Bahía Lángara se encuentran ubicadas en el extremo nororiental de la provincia de Santa Cruz, en el departamento Deseado.

Ocupan un área de 12450 km<sup>2</sup> y 1580 km<sup>2</sup> respectivamente y están delimitadas por los paralelos 46° y 47° de latitud sur, el meridiano 69° de longitud oeste y la costa atlántica (Fig. 1).

Comprenden las siguientes Hojas a escala 1:200.000 de la antigua subdivisión del Mapa Geológico – Económico de la República Argentina: 50d Gran Bajo Oriental, 50e Caleta Olivia, 51d Koluel Kaiké y 51e Pico Truncado.

Las Hojas se confeccionaron de acuerdo con las normas vigentes para la realización y presentación de Hojas Geológicas del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:250.000 del Instituto de Geología y Recursos Minerales del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

Para la confección de los mapas e informe final de las Hojas se realizaron tres campañas: en mayo de 1995, mayo de 1996 y abril de 1998, con un tiempo efectivo de trabajo de campo de 60 días.

Para las tareas de campo y gabinete se dispuso de imágenes satelitales a escala 1:100.000 y 1:250.000, fotografías aéreas a escala 1:50.000 y mapas topográficos a escala 1:100.000 y 1:250.000 del Instituto Geográfico Nacional y del propio SEGEMAR.

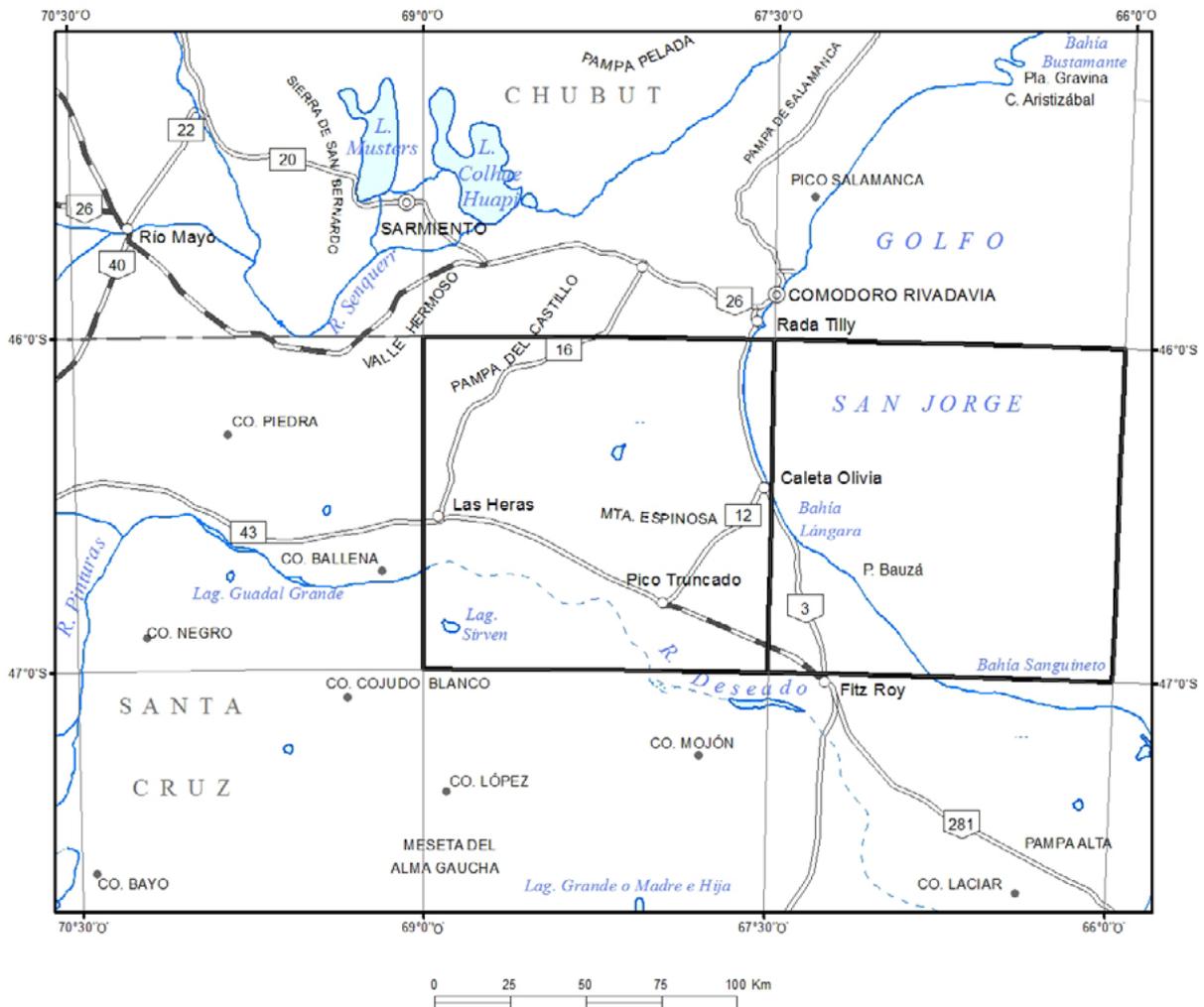


Figura 1. Mapa de ubicación de las Hojas Colonia Las Heras y Bahía Lángara.

El levantamiento fue de carácter expeditivo, realizándose el muestreo sistemático de las rocas de las distintas unidades, así como algunos perfiles de detalle.

Los recorridos fueron realizados con un vehículo automotor de doble tracción, mientras que en los lugares inaccesibles se realizó a caballo.

#### INVESTIGACIONES ANTERIORES

Las primeras informaciones aisladas de la región se remontan a fines del siglo XIX, cuando Carlos Ameghino coleccionó una flora fósil, más tarde remitida a Carlos Spegazzini (en De Giusto *et al.*, 1982). Windhausen (1931), en su libro de Geología Argentina, hizo algunas referencias generales de la zona.

Roll (1938) realizó uno de los trabajos más completos al sur del río Deseado, mientras que Feruglio (1949-1950), en su trabajo general Descripción Geológica de la Patagonia, efectuó algunas observaciones detalladas sobre la comarca.

Yacimientos Petrolíferos Fiscales realizó distintos estudios con mapas expeditivos a escala 1:50.000 y 1:100.000, efectuados por Biondi (1929), Brandmayr (1932), Flores (1955), Hechem y Homocv (1989), Chelotti *et al.* (1996) y Figari *et al.* (1998 y 1999).

Entre los levantamientos de Hojas Geológicas realizados en el área por el Servicio Geológico Nacional se encuentran los de las hojas 51c Meseta San Pedro y 51d Koluel Kaike (De Giusto *et al.*, 1982).

En áreas vecinas se relevaron las Hojas Geológicas del Programa Nacional escala 1:250.000, 4769-I El Pluma (Cobos y Panza, 2001), 4769-III Destacamento La María (Panza y Cobos, 2001), 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados (Panza y Genini, 2001) y 4766-III Puerto Deseado (Giacosa, 1998).

Como parte de trabajos más amplios desde el punto de vista regional, en los últimos años se han realizado importantes recopilaciones acerca del conocimiento geológico de la Patagonia, como la obra Geología Argentina, editada por el Instituto de Geología y Recursos Minerales en 1999, y la Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino, publicado en 2002.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

#### RELACIONES GENERALES

Las Hojas 4769-II Colonia Las Heras y 4766-I Bahía Lángara están ubicadas en el extremo noro-

oriental de la provincia de Santa Cruz, abarcando parte de la provincia geológica Cuenca del Golfo San Jorge, en el denominado Flanco sur de esta cuenca pericratónica.

En el Fanerozoico actuaron distintos ciclos diastroficos, que dieron lugar a la estructuración de la comarca. Durante el Mesozoico y Cenozoico su evolución está íntimamente relacionada con el desarrollo del orógeno de la Cordillera Patagónica Austral y con la evolución de la dorsal meso-atlántica.

Las rocas más antiguas aflorantes en la comarca son las sedimentitas y piroclastitas cretácicas del Grupo Chubut, integrado por las formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios. Las sedimentitas marinas de la Formación Salamanca (Daniano superior) ocuparon pequeños y aislados sectores. Se depositaron en discordancia angular, si bien localmente puede ser de tipo erosivo, sobre la Formación Bajo Barreal. Con la continentalización de la región se depositaron las sedimentitas de la Formación Río Chico, constituida por tobas, areniscas y arcilitas. En el Eoceno inferior se produjeron derrames lávicos basálticos, que cubrieron a las sedimentitas de la Formación Río Chico. Sobre éstas, y también en discordancia, afloran las tobas finas y bentonitas de la Formación Sarmiento, fechadas en el Eoceno superior (Deseadense). Posteriormente, pero siempre en esa edad, se intruyeron rocas tescheníticas y basálticas, que atravesaron hasta la Formación Sarmiento inclusive. Nuevas efusiones basálticas se produjeron entre el límite Eoceno – Oligoceno y el Oligoceno inferior, cubriendo a la Formación Sarmiento. Las sedimentitas marinas de la Formación Monte León (Oligoceno superior a Mioceno inferior) se apoyan en discordancia localmente erosiva sobre algunas de las unidades geológicas antes citadas, y están cubiertas por las sedimentitas continentales de la Formación Santa Cruz, del Mioceno inferior.

Durante el Neógeno se desarrollaron diferentes niveles de depósitos de agradación pedemontana y de terrazas fluviales. En el transcurso del Pleistoceno continuó el desarrollo de nuevos niveles fluviales aterrazados y de depósitos aluviales que cubrieron superficies de pedimentación. Asimismo, se produjeron los depósitos marinos de la Formación Caleta Paula y los de cordones litorales marinos antiguos. Al Holoceno se asignan depósitos de planicies aluviales, de bajos y lagunas, eólicos y de antiguas playas y cordones litorales.

En el Cuadro 1 se reseña la columna estratigráfica de la región abarcada por ambas Hojas.

Era	Período	Época	Piso	Unidades Litoestratigráficas	Litología	Esp.(m)	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		Depósitos de deslizamientos (32)	Bloques y escombros		
				Depósitos eólicos (31)	Arenas finas y limos	1	
				Depósitos de bajos y lagunas (30)	Limos y arcillas, en parte salinizados		
				Depósitos aluviales (29)	Gravas finas, arenas, limos y arcillas	2	
				Depósitos coluviales (28)	Gravas finas; arenas medianas a finas; limos		
				Dep. fluviales antiguos del río Deseado - Nivel V (27)	Gravas finas; arenas medianas a finas; limos	< 2	
				Depósitos de cordones litorales marinos - Nivel II (26)	Gravas y arenas gruesas	< 3	
				Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco del Valle Hermoso (25)	Gravas y arenas; limos	1 a 3	
				Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco - Nivel III (24)	Gravas finas, arenas medianas a finas, limos		
				Dep. fluviales antiguos del río Deseado - Nivel IV (23)	Gravas finas; arenas y limos	2	
		PLEISTOCENO		Dep. fluviales antiguos del río Senguerr (22)	Gravas medianas; arenas medianas a finas	1 a 6	
			Depósitos de cordones litorales marinos - Nivel I (21)	Conglomerados finos, areniscas	1		
			Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco - Nivel II (20)	Gravas medianas, arenas gruesas	1 a 3		
			Dep. fluviales antiguos del río Deseado - Nivel III (19)	Gravas medianas, arenas y limos	2 a 4		
			Dep. fluviales antiguos del río Deseado - Nivel II (18)	Gravas medianas y arenas	4 a 5		
		NEÓGENO	PLIOCENO	Superior	Formación Caleta Paula (17)	Conglomerados; areniscas coquinoides	3 a 5
				Dep. fluviales antiguos del río Deseado - Nivel I (16)	Gravas medianas y arenas		
				Dep. fluviales antiguos del cañadón Salado (15)	Gravas medianas y arenas		
			Inferior	Gravas aluviales del paleocauce Lago Buenos Aires - Meseta Espinosa (14)	Conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas gruesas	< 50	
		MIOCENO	Superior	Medio	Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco - Nivel I (13)	Gravas gruesas a medianas, arenas	2 a 6
				Gravas aluviales antiguas del río Chico - Nivel I (12)	Gravas gruesas a muy gruesas	> 20	
			Medio Inferior	Formación Santa Cruz (11)	Areniscas y piroarenitas medianas a finas; pelitas; conglomerados; tobas y tufitas	> 250	
		PALEÓGENO-NEÓGENO	OLIGOCENO SUP. - MIOCENO INF.		Formación Monte León (10) - parcialmente cubierta (10a)	Arcilitas, tobas y tufitas arenosas; coquinas; areniscas	> 250
	PALEÓGENO	OLIGOCENO	Inferior	Basaltos alcalinos (9)	Basaltos olivínicos	< 10	
		OLIGOCENO - EOCENO	Inferior - superior	Intrusivos básicos alcalinos (8)	Basanitas, basanitas nefelínicas, teschenitas	30 a 120	
		EOCENO	superior	Formación Sarmiento (7) - parcialmente cubierta (7a)	Tobas, cineritas, arcilitas tobáceas y bentonitas	> 50	
			inferior	Basalto Cerro del Doce (6)	Basaltos olivínicos	1 a 5	
		PALEOCENO	superior	Formación Río Chico (5) - parcialmente cubierta (5a)	Tobas, chonitas, areniscas finas a medianas, arcilitas	< 120	
			inferior	Formación Salamanca (4)	Areniscas finas a medianas, arcilitas, areniscas coquinoides	< 5	
MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR	Santoniano	Formación Laguna Palacios (3)	Tobas, cineritas, tufitas subordinadas	< 100	
				Formación Bajo Barreal (2) - parcialmente cubierta (2a)	Chonitas, pelitas tobáceas, tobas, escasas areniscas	150	
		INFERIOR	Albiano	Formación Castillo (1) - parcialmente cubierta (1a)	Tobas, areniscas tobáceas, escasos conglomerados	< 50	

Cuadro1. Cuadro cronoestratigráfico de las Hojas Colonia Las Heras y Bahía Lángara.

## 2.1. MESOZOICO

### 2.1.1. CRETÁCICO (Inferior alto a Superior)

#### GRUPO CHUBUT

Lesta (1969) definió, con la denominación de Grupo del Chubut, una importante secuencia predominantemente piroclástica, constituida por tobas por lo general finas, a las que se asocian areniscas tobáceas, conglomerados y, en forma subordinada, intercalaciones de limolitas y arcilitas.

La gran extensión areal y la notable potencia hacen de este Grupo una de las unidades continentales de naturaleza piroclástica más relevante del mundo, sumado al hecho que sus sedimentos son portadores de hidrocarburos, constituyendo una importante cuenca petrolífera (Teruggi y Rosetto, 1963). Sus rocas afloran y se hallan en el subsuelo de toda la Cuenca del Golfo San Jorge, en las provincias del Chubut y de Santa Cruz.

#### *Antecedentes*

Los primeros estudios sobre esta unidad corresponden a Ameghino (1898) que la denominó Formación Chubutense. Para la sierra de San Bernardo, Feruglio (1929) usó el término de Chubutiano, reconociendo cuatro secciones por sus diferencias litológicas: una sección basal, constituida por Areniscas y Tobas Coloradas, hacia arriba las Tobas Verdes y las Tobas Grises, culminando con las Tobas Amarillas. Roll (1938) volvió a usar el término Chubutiano dividiéndolo en Chubutiano Medio, Chubutiano Superior  $\alpha$  y Chubutiano Superior  $\beta$ . Por su parte, Feruglio (1949-1950), realizó una síntesis de lo conocido hasta esa fecha.

Ferello y Tealdi (1950) dividieron al Grupo Chubut en cuatro series llamadas, de base a techo, Serie Matasiete, Serie del Castillo, Serie del Barreal y Serie de las Tobas Amarillas. Teruggi y Rosetto (1963) formalizaron la nomenclatura litoestratigráfica de las formaciones Castillo y Bajo Barreal.

El término formal de Grupo del Chubut fue usado inicialmente por Lesta (1969). Posteriormente, Lesta y Ferello (1972) definieron las formaciones Matasiete y Laguna Palacios, estableciendo el nombre definitivo de Grupo Chubut. La diagnosis sucinta de todas estas unidades fue efectuada por Lesta *et al.* (1980).

El desarrollo de la explotación petrolera de la cuenca, en la que la Formación Bajo Barreal es uno de sus más importantes reservorios, y la necesidad

del conocimiento de las secuencias depositacionales, variaciones faciales, edad y estructura, dio lugar a importantes aportes, como los de Hechem *et al.* (1990), Figari *et al.* (1990, 1998) y Rodríguez (1992, 1993), en la estratigrafía y sedimentología, particularmente de las secuencias depositacionales de la Formación Bajo Barreal. En cambio, los de Somoza *et al.* (1996), Chelotti (1997), Chelotti y Homocv (1998) y Figari *et al.* (1998) contribuyeron al conocimiento de la estructura y el paleomagnetismo del Grupo Chubut.

#### *Relaciones estratigráficas del Grupo Chubut*

Las sedimentitas y piroclastitas del Grupo Chubut se depositaron sobre un relieve relativamente irregular constituido por volcanitas jurásicas en los sectores más cercanos a los bordes de la cuenca, y sobre sedimentitas neocomianas hacia el centro deposicional, donde las cubrieron en discordancia angular. Las distintas unidades de este grupo traslaparon paulatinamente sobre el zócalo, variando las relaciones estratigráficas en los distintos afloramientos.

La Formación Castillo tiene distintas relaciones según se observe su base en superficie, en los bordes o pilares de la cuenca, o en el subsuelo. En el primer caso se apoya en discordancia angular sobre los basaltos de la Formación Bajo Pobre y las volcanitas de la Formación Chon Aike (en la desembocadura del río Pinturas, en la Hoja El Pluma, según Cobos y Panza, 2001). En subsuelo (Bajo del Catamarqueño, en el pozo YPF SC SRD es-1, Hechem y Homocv, 1987) se apoya en discordancia sobre la Formación Pozo D-129, término superior del Grupo Las Heras, del Cretácico inferior.

La Formación Bajo Barreal cubre en discordancia angular a la Formación Chon Aike en numerosos afloramientos situados al oeste y sur de la Hoja (Cobos y Panza, 2001; Panza y Genini, 2001; Panza y Cobos, 2001) producto del acúñamiento de la Formación Castillo de norte a sur (Hechem y Homocv, 1987). En su relación con la Formación Castillo, como se dijo previamente, varios autores (Roll, 1938; Lesta *et al.*, 1980; Sciutto, 1981) mencionaron un pasaje concordante, aunque los trabajos de interpretación de estratigrafía secuencial y de sismoestratigrafía realizados en las tareas de exploración petrolera (Barcat *et al.*, 1984, 1989; Hechem y Homocv, 1987) describieron una relación discordante entre la Secuencia II del Grupo Chubut (Bajo Barreal – Laguna Palacios) y la Secuencia I (Castillo).

Se reconoce que la Formación Bajo Barreal tiene un engranaje lateral con la Formación Laguna Palacios. Esta situación ha sido descripta para el valle del río Deseado por Roll (1938), Sciutto (1981), Hechem y Homocv (1987) y en otros sectores de la cuenca por Barcat *et al.* (1984). En apoyo a este hecho cabe mencionar que la Formación Laguna Palacios en el cerro Bayo contiene polen de angiospermas (*Psilatricolpites psilascabratus*), presente también en la Formación Bajo Barreal en el perfil de arroyo del Galpón (Hechem y Homocv, 1987).

Por otra parte, la Formación Laguna Palacios se apoyaría sobre la Formación Bajo Barreal en una zona que se extiende entre la meseta de La Horqueta y el Guadal Grande (Cobos y Panza, 2001).

En general, las unidades del grupo en esta región están exhumadas, cubiertas sólo por depósitos aterrizados neógenos, depósitos fluviales aterrizados pleistocenos o aluvio y coluvio recientes. Sólo la Formación Salamanca se apoya en discordancia sobre la Formación Bajo Barreal, poco al oeste del cerro Romberg.

La unidad está intruida por las volcanitas básicas alcalinas del Eoceno y Oligoceno, en los cerros Romberg, San Agustín, Silva, Sirven, Ochenta y Uno y Dique anular, entre otros.

#### *Ambiente de depositación del Grupo Chubut*

Se trata de una secuencia típicamente continental, con características de un ambiente fluvial, con alternancia de períodos de alta y baja energía.

Durante la depositación hubo un aporte casi ininterrumpido de material piroclástico fino, que fue consecuencia de una actividad volcánica intensa y de gran duración en áreas alejadas.

Las areniscas y conglomerados representan depósitos de origen fluvial, tanto de canales, evidenciados por depósitos lenticulares con estratificación entrecruzada, como de probable planicie aluvial. En algunos casos sería de carácter intermitente por la presencia de areniscas con lentes de conglomerados.

El aporte piroclástico sufrió interrupciones periódicas, como queda demostrado por la existencia de numerosos niveles de paleosuelos. Asimismo, en esas etapas de interrupción de la sedimentación piroclástica se producía el retrabajamiento de los anteriores niveles tobáceos por agentes de escasa energía, con formación de depósitos intraformacionales.

#### *Edad del Grupo Chubut*

La escasez de fósiles dentro del Grupo Chubut, limitados a unos pocos restos vegetales y de ver-

tebrados terrestres, dificulta la correcta asignación cronoestratigráfica de la unidad, así como de las distintas formaciones que la integran.

Lesta *et al.* (1980) consideraron que la edad va desde el Valanginiano hasta parte del Campaniano. Volkheimer (1969) estimó que la Formación Castillo, unidad inferior del grupo, no podía ser más antigua que Aptiano, y quizás no más que Cenomaniano. Bonaparte y Gasparini (1978), sobre la base de su fauna de dinosaurios, la asignaron al Senoniano. Barcat *et al.* (1984) la correlacionaron con el Miembro Cerro Barcino de la Formación Gorro Frigio, del río Chubut medio, y le otorgaron una edad del Aptiano al Albiano. Posteriormente, Barcat *et al.* (1989) la colocaron en el Albiano.

La Formación Bajo Barreal es asignada al Cretácico superior (Senoniano) sobre la base de los restos de dinosaurios que ha proporcionado (Bonaparte y Gasparini, 1978). La Formación Laguna Palacios también es asignada al Cretácico superior sin más definiciones, aunque Barcat *et al.* (1989) la restringieron al Maastrichtiano.

Somoza *et al.* (1996), al estudiar la susceptibilidad magnética y la magnetización de rocas de las formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios en el área del cinturón móvil de San Bernardo, aprovechando el elevado valor de la susceptibilidad magnética de las rocas del grupo (entre uno y dos ordenes mayor que las rocas terciarias que las sobreyacen), determinaron que la magnetización es, en todos los casos, de polaridad normal, por lo que las rocas no tendrían una edad más joven que Santoniano.

El análisis de estos datos permite estimar una edad que va del Albiano al Santoniano para todo el grupo, criterio adoptado en este trabajo.

#### **Formación Castillo (1) - Formación Castillo parcialmente cubierta (1a)**

*Tobas, tobas arenosas; areniscas y arcilitas tobáceas y cineríticas; conglomerados subordinados*

#### *Antecedentes*

Definida por Teruggi y Rossetto (1963), fue previamente denominada como Tobas verdes por Feruglio (1929, 1949-1950), como Chubutiano medio por Roll (1938) y como Serie del Castillo por Ferello y Tealdi (1950).

#### *Distribución areal*

En el ámbito de las Hojas, los afloramientos están restringidos al ángulo sudoccidental de la Hoja

4769-II Colonia Las Heras, inmediatamente al oeste y sur de la laguna Sirven, entre los cerros Sirven y Silva y al este y sudeste de este último cerro. Forman lomadas bajas en las zonas deprimidas y la base de los cerros nombrados. Los espesores aflorantes son muy pequeños y la unidad está muy cubierta por material coluvial y aluvial. Hacia el borde sur de la Hoja, cerca del puesto de Pedro Raín, se observa un incremento de los espesores aflorantes, conformando paredones verticales de hasta 6 a 8 m de altura (Fig. 2).

### Litología

La Formación Castillo está constituida por una secuencia uniforme de tobas y tobas finas de variados colores entre los que predominan los castaños, amarillos y rosados. Estas rocas están en general bien estratificadas formando afloramientos muy notorios, presentando una alternancia de bancos resistentes con otros más friables, que dan la típica morfología de cornisas y mediascañas.

Asociados a las tobas hay estratos de areniscas y conglomerados casi siempre tufíticos (cortejo de nivel bajo, según Hechem *et al.*, 1990), que forman paquetes de escasa potencia que resaltan en el terreno debido a su mayor dureza (Fig. 3). Casi siempre son el relleno de canales fluviales y suelen presentar estructuras del tipo entrecruzado, y base erosiva.

La litología predominante en los afloramientos es similar a la descrita por Flores (1955) para el tramo superior de la unidad en el cerro Bayo o Ballena, pocos kilómetros al noroeste. Predominan las tobas finas, con bancos de arcilitas tobáceas y tufitas de colores castaño verdoso a grisáceo y con escasas intercalaciones gruesas. Su aspecto es similar al de la Formación Bajo Barreal suprayacente.

Hacia el límite sur del área de estudio aparecen paredones con alternancia de bancos de distinta dureza de areniscas y tobas rosadas a castañas. Muchos niveles tobáceos, en particular los más duros, se caracterizan por la presencia de estructuras prismáticas paleoedáficas y otras biogénicas cilíndricas, producto sin duda de bioturbaciones, por lo que se reconocen entonces numerosos paleosuelos.

En cuanto al espesor asignado a la Formación Castillo, Cobos y Panza (2001), en la Hoja El Pluma, lo estimaron en no más de 350 m, sobre la base de los trabajos de Flores (1955), quien le asignó unos 200 m en la desembocadura del río Pinturas y unos 300 m en La Angostura del río Deseado. Panza y Genini (2001), en la Hoja Monumento Bosques Petrificados, estimaron un espesor aflorante para la unidad de no más de 200 metros.

En el área de trabajo, los afloramientos son de poco espesor, constituyendo bardas bajas en los fondos de depresiones y secuencias de no más de 50 m de potencia en la base de los cerros.

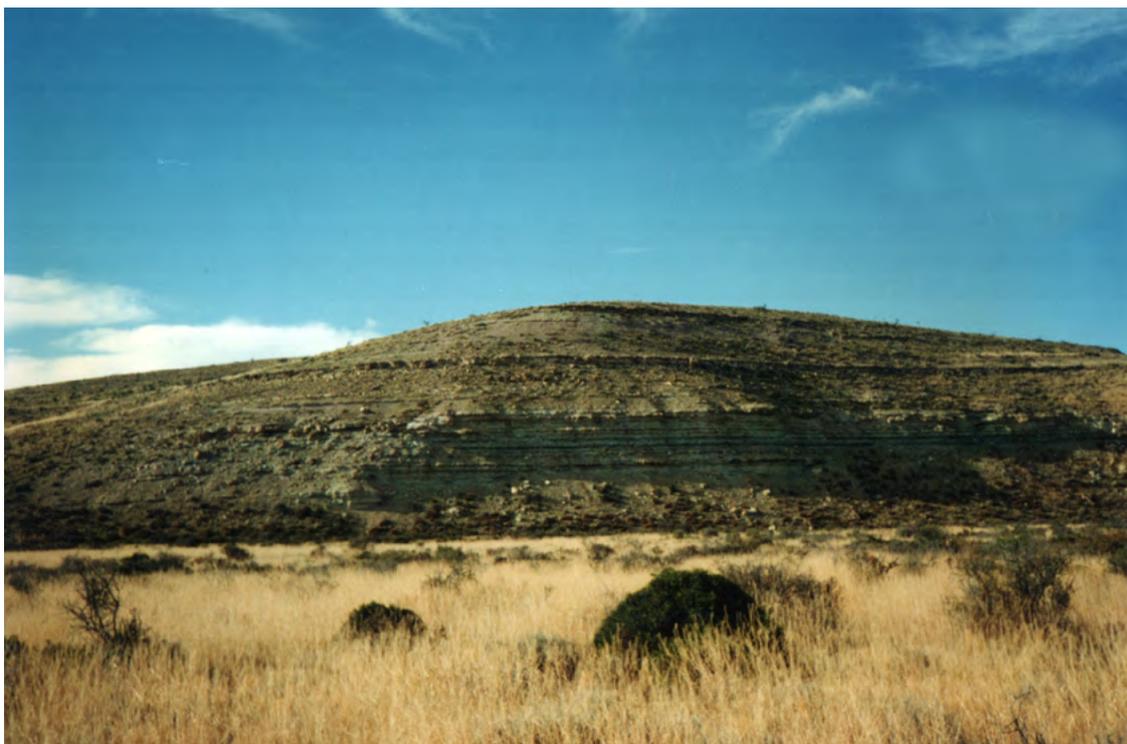


Figura 2. Secuencia de tobas y areniscas de la Formación Castillo cerca de Puesto Raín.

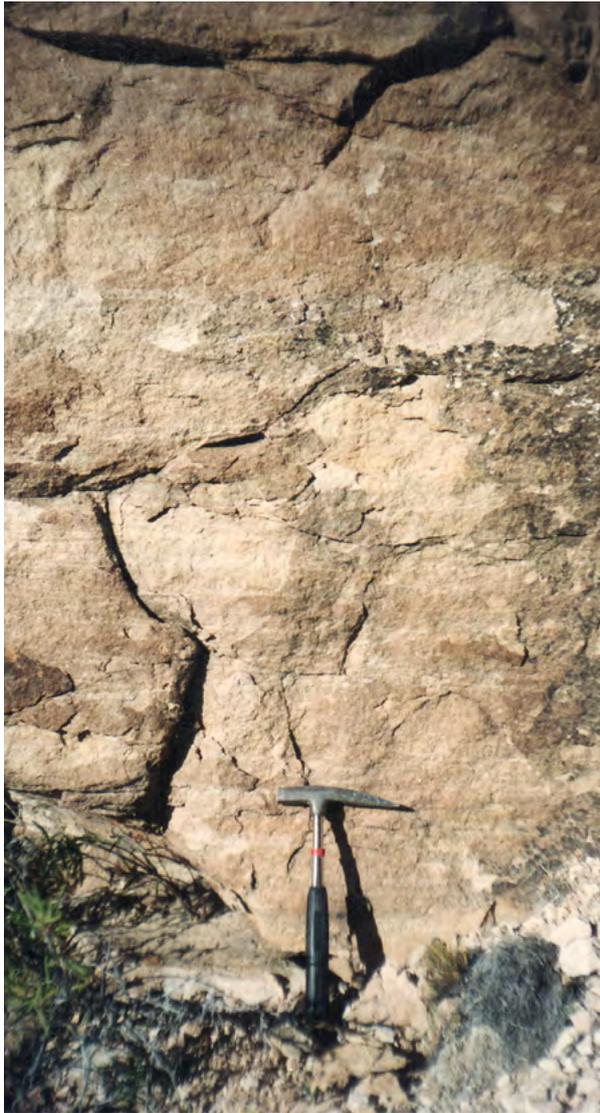


Figura 3. Detalle de un banco duro de areniscas de la Formación Castillo, base del cerro Silva.

#### *Relaciones estratigráficas*

En el ámbito de la Hoja Colonia Las Heras no es observable la base de la Formación Castillo, remitiéndose el análisis a las características generales para la zona. Según Hechem *et al.* (1990), la secuencia KC (Formación Castillo) “traslapa marcadamente sobre los términos superiores de la secuencia KDM2 (Miembro Superior de la Formación Matasiete)”.

A su vez el contacto con la Formación Bajo Barreal suprayacente, en el único lugar donde es parcialmente apreciable, se halla demasiado cubierto como para observar elementos que determinen la situación de contacto. No obstante, la diferencia entre la secuencia de facies del techo de Castillo y la base de Bajo Barreal hacen presuponer como mínimo una relación de paraconcordancia.

### **Formación Bajo Barreal (2)-Formación Bajo Barreal parcialmente cubierta (2a)**

*Chonitas, arcilitas y limolitas tobáceas; tobas; escasas areniscas y conglomerados tobáceos*

#### *Antecedentes*

Esta unidad, principal productora de hidrocarburos de la Cuenca del Golfo San Jorge, ha sido estudiada con detenimiento tanto por su importancia económica como por su contenido fosilífero, principalmente de dinosaurios (Rodríguez, 1993).

Fue definida formalmente por Teruggi y Rossetto (1963). Anteriormente recibió los nombres de Chubutiano Superior  $\alpha$  (Roll 1938), Tobas Grises (Feruglio, 1929, 1949-1950) y Serie del Barreal (Ferello y Tealdi, 1950). Continuando las tareas de investigación en la cuenca, Lesta y Ferello (1972) la integraron al Grupo Chubut y posteriormente Sciutto (1981) la dividió en dos miembros, Inferior y Superior. Ya en la década del noventa, utilizando nuevos criterios de estratigrafía secuencial, Hechem *et al.* (1990) subdividieron a la Formación Bajo Barreal en tres secuencias depositacionales, denominadas de abajo hacia arriba, KBB1, KBB2 (equivalentes al Miembro Inferior) y KBP (Miembro Superior más Laguna Palacios).

#### *Distribución areal*

La Formación Bajo Barreal tiene una gran distribución en la cuenca, sobrepasando ampliamente en extensión areal a la infrayacente Formación Castillo (Fig. 4).

También aflora en el sector suroccidental de la Hoja Colonia Las Heras, desde el cerro Romberg hacia el sur y el oeste, y desde el cerro Ochenta y Uno al oeste. Compone los cuerpos de los cerros intruidos por las volcanitas básicas alcalinas del Eoceno – Oligoceno (dique anular, cerros Guacho Sur, Sirven y San Agustín, parte inferior del cerro Romberg) y las laderas de las bardas del río Deseado al sur de la última elevación.

#### *Litología*

La Formación Bajo Barreal tiene una litología psamítica con fuerte aporte piroclástico, en la que predominan areniscas medianas a finas en parte tobáceas, junto con tobas y tufitas de grano muy fino (chonitas, arcilitas y fangolitas tobáceas). La coloración dominante es de tonos claros, blancos, grises blanquecinos a medianos, amarillentos y castaños. Los bancos tobáceos son producidos por lluvias de cenizas y, como es característico de la



Figura 4. Aspecto general de la Formación Bajo Barreal cerca de Puesto Padroz. Los afloramientos inferiores claros corresponden a la Formación Castillo y la parte superior castaña a la Formación Bajo Barreal.

formación en el resto de la cuenca, su retrabajo y transporte dio lugar a las tufitas.

Rodríguez (1992) realizó una detallada descripción facial y paleoambiental de la formación. En ella reconoció las siguientes litofacies y describió su interpretación paleoambiental.

*Miembro inferior:* La parte baja del Miembro inferior (secuencia KBB1 según Hechem *et al.*, 1990) comienza con una litofacie de fangolitas tobáceas, compuesta por fangolitas grises, en parte arcillosas y limosas con fuerte participación piroclástica y leve tendencia granodecreciente. Forman bancos tabulares, macizos y monótonos, dados por la superposición de niveles con límites gradacionales. Los citados autores los interpretan como depósitos de baja energía, básicamente de decantación, en áreas de escaso relieve, con aporte piroclástico (Hechem *et al.*, 1990).

Se disponen casi siempre como bancos delgados con buena estratificación, pero en muchos afloramientos aparecen cubiertas por una costra de meteorización arcillosa como consecuencia de la cual se forman lomadas redondeadas con típicos paisajes de *bad-lands*, en las que se enmascaran los estratos dando la impresión de que son mucho más potentes. Esto es notorio en los afloramientos ubicados al sur y este de la depresión que se encuentra inmediatamente al oeste del cerro Ochenta y Uno.

En esta litofacies se encuentran intercaladas principalmente las litofacies de tobas bioturbadas, tobas laminadas y areniscas tabulares (subfacies de areniscas tobáceas).

Las tobas bioturbadas son tobas blanquecinas a verdosas, de grano fino a muy fino, con abundantes

caracteres edafogénicos. Forman capas tabulares de menos de un metro, que por su mayor dureza suelen aflorar como cornisas. Se las interpreta como paleosuelos desarrollados sobre sedimentos predominantemente piroclásticos.

Las tobas laminadas son tobas finas con laminación paralela muy fina u ondulante, microentrecruzamientos y estructuras *hummocky*. Se las interpreta como depósitos de lagunas amplias y poco profundas.

Las areniscas tabulares son areniscas medianas a finas, con algunos conglomerados finos, de selección moderada, macizas o con estratificación paralela o entrecruzada de bajo ángulo. Se observa gran presencia de clastos tobáceos, lapillos y concreciones. Son depósitos de corrientes tractivas episódicas, bajo condiciones de alto régimen de flujo, poco confinadas a no confinadas (Rodríguez, 1992).

En los afloramientos que componen los cuerpos de los cerros coronados por basaltos o intruidos por volcanitas alcalinas básicas se encontrarían estas facies. Si bien están muy cubiertos por el material de derrumbe y deslizamiento de la corona volcánica, se observa una alternancia de bancos más resistentes y definidos, en general representados por tobas más consolidadas o camadas de tufitas, con otros más friables que se recortan a veces a manera de bochones, constituidos por chonitas o arcilitas.

Esta secuencia progradante se hace más arenosa hacia la parte superior. Allí aparecen las litofacies de areniscas rojas y de areniscas verdes.

Las areniscas rojas son medianas a gruesas, en parte conglomerádicas. Forman bancos duros con cemento calcáreo, de color rojizo. Tienen estratifica-

ción entrecruzada en artesa de bajo ángulo o paralela fina. Los bancos son lenticulares y con espesores de no más de dos a tres metros. Rodríguez (1992) las interpretó como “depósitos de corrientes tractivas, en condiciones de bajo a alto régimen de flujo, canalizadas y de corta vida”.

La litofacies de areniscas verdes está compuesta por areniscas gruesas a finas verdosas, con abundante participación piroclástica, intraclastos de tobas bioturbadas y restos de vertebrados. Forman bancos tabulares de hasta diez metros de espesor, con estratificación paralela a entrecruzada de bajo ángulo. Se ven estructuras deformacionales, como estructura de carga y estratificación convoluta. Se las interpreta como “depósitos de corrientes tractivas con abundante carga, predominio de condiciones de alto régimen de flujo y rápido decrecimiento de la energía. Las corrientes eran inconfiadas a poco confiadas. Cada evento depositaba un importante espesor de areniscas en condiciones episódicas y violentas” (Rodríguez, 1992).

Estas facies se hallarían representadas en el borde sur de la Hoja, cerca de los puestos de Pedro Raín y de Padros, este último ya fuera de la comarca. En ese sector se puede observar el cambio litológico dado por la alternancia de niveles arenosos y tobáceos formando resaltos y paredones de mayor consistencia que los afloramientos de la parte baja del miembro inferior.

La parte alta del miembro inferior, reconocida como secuencia KBB2 según Hechem *et al.* (1990), repite el esquema anterior de litofacies, pero en forma inversa.

*Miembro superior:* Luego de un marcado cambio en las condiciones de sedimentación, con una superficie de inundación amplia, comienza la secuencia definida como KBP por Hechem *et al.* (1990). Esta secuencia, con una evolución inversa a la anterior y un incremento de la participación piroclástica hacia arriba, es la última del Cretácico en la cuenca y marca el momento de mayor somerización y expansión areal de ésta, con desarrollo de extensos y monótonos paleosuelos en la Formación Laguna Palacios (Hechem *et al.*, 1990).

La litofacies predominante es la de fangolitas tobáceas, asociada principalmente con la de areniscas tabulares, subfacies de areniscas blancas, constituida por areniscas de grano mediano a fino de coloración blanco amarillenta, con predominio de clastos líticos.

Estas facies serían las que componen la base del cuerpo de los cerros Romberg, San Agustín y Wenceslao, así como los afloramientos de las bardas del río Deseado.

#### *Ambiente de depositación*

Las secuencias de la Formación Bajo Barreal representan la sedimentación en un sistema fluvial efímero y de planicies fangosas o barreales (Rodríguez, 1992).

Durante la depositación del miembro inferior, en estas zonas bajas la sedimentación de material fino (fangolitas tobáceas) se veía interrumpida por la llegada de cursos efímeros canalizados o no confinados que daban lugar al depósito de las areniscas rojas y las areniscas tabulares. Ocasionalmente el área era inundada con lagunas temporarias someras (facies de tobas laminadas). En épocas de escasa sedimentación se desarrollaban paleosuelos, generándose las tobas bioturbadas.

Hacia la parte alta de este miembro se incrementa el aporte clástico, aumentando la cantidad y espesor de las areniscas, lo que fue interpretado como una progradación de facies proximales de un sistema fluvial efímero (Rodríguez, 1992). Hechem *et al.* (1990) coincidieron en la descripción de este esquema progradante.

La litofacies de areniscas verdes predominante en este segmento se interpreta como depósitos de corrientes efímeras producidas por lluvias torrenciales, que se desplazaban pendiente abajo en forma inconfiada (*sheet floods*) y en parte canalizadas (*stream floods*). La rápida pérdida de capacidad de transporte y energía deposita espesores importantes de sedimento casi sin desarrollo de estructuras. Suelen presentarse como cuerpos multihistóricos dados por la superposición de eventos efímeros (Rodríguez, 1992).

La presencia de paleosuelos indicaría frecuentes momentos sin sedimentación significativa. Rodríguez (1992, 1993) mencionó además la presencia de una importante fauna de vertebrados, como dinosaurios saurópodos y terópodos, cocodrilos, tortugas y peces.

Un notorio cambio en la sedimentación se da en el pasaje al miembro superior, con una importante superficie de inundación, posiblemente vinculada a variaciones eustáticas, tectónicas o climáticas (Rodríguez, 1992).

En el miembro superior predominan las condiciones de la parte baja del miembro inferior, con sedimentación fina en planicies fangosas y con cuerpos arenosos intercalados.

La abundancia de paleosuelos en toda la columna sugiere un largo tiempo de formación.

#### *Relaciones estratigráficas y espesor*

El pase de la Formación Castillo a la Formación Bajo Barreal no es fácil de precisar y en general está cubierto. Cobos y Panza (2001) señalaron como indi-

cador la aparición de las tobas finas gris blanquecinas y el marcado cambio en la dureza de las piroclastitas.

Por tratarse de unidades continentales que sufren cambios faciales aún en cortas distancias, los datos de espesor son variables. Van desde 40 a 50 m en la zona del bajo del Guadal Grande (De Giusto *et al.*, 1982), 130 a 160 m en el cañadón Pirámides, 200 m en La Angostura y cerro Silva y 110 m en la estancia Friedrichstadt (Roll, 1938).

Cobos y Panza (2001), en la Hoja El Pluma, estimaron un espesor promedio de 150 m, mientras que Panza y Genini (2001), en la Hoja Monumento Bosques Petrificados, tomaron un promedio de 100 m como valor de espesor adecuado. Rodríguez (1993) realizó un perfil de 250 m en la estancia Ocho Hermanos, unos 60 km al norte del codo del río Senguerr, al norte de la comarca.

En el área en estudio, considerando los afloramientos de la zona de cerro Silva al oeste como los más potentes, se calcula un espesor promedio de unos 150 metros.

El pasaje a la Formación Laguna Palacios es controvertido, ya que según Sciutto (1981) es una variación facial de la sección cuspidal de Bajo Barreal. Esto coincide con lo expuesto por Hechem *et al.* (1990), que consideraron al Miembro superior y a Laguna Palacios como parte de una misma secuencia depositacional, sin interrupciones de nivel regional

entre ellas. Sólo algunas menciones (Cobos y Panza, 2001) referidas a lugares puntuales expresan una relación de discordancia o paraconcordancia entre Laguna Palacios y Bajo Barreal.

Quizás sería conveniente replantear la denominación estratigráfica a la luz de los nuevos datos aportados por la estratigrafía secuencial, agrupando a Bajo Barreal y Laguna Palacios en una sola formación dividida en tres miembros, siguiendo los límites de las secuencias KBB1, KBB2 y KBP de Hechem *et al.* (1990).

### **Formación Laguna Palacios (3)**

*Tobas, cineritas; tufitas subordinadas*

#### *Antecedentes*

Fue denominada formalmente por Lesta y Ferello (1972). Es equivalente a las antiguas denominaciones de Chubutiano Superior  $\beta$  (Roll, 1938), Tobas Amarillas (Feruglio, 1929, 1949-1950) y Serie Laguna Palacios (Flores, 1955).

#### *Distribución areal*

La Formación Laguna Palacios ocupa una muy reducida superficie en la Hoja Colonia Las Heras, conformando la parte norte y oriental del cuerpo del cerro Romberg (Fig. 5). Los afloramientos están muy cubiertos, principalmente por derrubio y desli-



Figura 5. Aspecto general de la Formación Laguna Palacios, cerro Romberg.

zamiento de la teschenita que intruye a esta unidad. La meteorización y el lavado superficial enmascaran aún más esta formación.

### *Litología*

En todo su desarrollo la Formación Laguna Palacios es litológicamente muy uniforme, existiendo pocas variaciones faciales. Tiene una presentación característica que facilita su reconocimiento en el terreno, aún en los casos en que la unidad aparezca muy cubierta por derrubio.

La litología en general corresponde a tobas vítreas y tufitas, en partes finas, grises o blanquecinas y areniscas amarillentas bien seleccionadas pese al poco transporte que evidencian.

Sciutto (1981) realizó la descripción más completa de la unidad y la dividió en tres miembros.

El Miembro inferior suele comenzar con un paleosuelo amarillento seguido de areniscas fluviales en bancos granodecrecientes, culminando cada pequeño ciclo en un paleosuelo. Presenta una morfología en tubos de órgano y forma *bad lands* cubiertos por una superficie de meteorización muy llamativa. Esta sería la litología dominante en el cerro Romberg.

El Miembro medio es una conspicua superposición de bancos con paleosuelos amarillentos a anaranjados. Son suelos maduros, en equilibrio con el medio indicando un hiatus sedimentario importante. Su abundancia evidencia una sedimentación muy discontinua en un medio de baja energía.

El Miembro superior está constituido por tobas grises y tufitas, con menor presencia de paleosuelos de menor madurez en un medio de sedimentación más continua y con abundante aporte piroclástico.

Según los distintos autores, los espesores de la Formación Laguna Palacios varían entre 100 y 180 metros. Roll (1938) mencionó 130 m para los bajos Grande y del Catamarqueño, y De Giusto *et al.* (1982) 150 m como espesor promedio en la zona de la Hoja El Pluma. Los mayores espesores fueron mencionados por Sciutto (1981), que citó hasta 300 metros.

### *Relaciones estratigráficas*

Tal como se explicó en la introducción del Grupo Chubut, varios son los autores que postularon una relación de engranaje lateral con los niveles más altos de la Formación Bajo Barreal (Roll, 1938; Sciutto, 1981; Hechem y Homoc, 1987; Barcat *et al.*, 1984).

Dada la reducida distribución areal en la Hoja, las características del área de afloramiento y el tipo

de litología, la relación de contacto entre Laguna Palacios y Bajo Barreal no es discernible, adoptándose la opinión general sobre la formación en la región.

## 2.2. CENOZOICO

### 2.2.1. PALEÓGENO

#### 2.2.1.1. Paleoceno

#### **Formación Salamanca (4)**

*Areniscas finas a medianas arcillosas, areniscas coquinaoides*

#### *Antecedentes*

La Formación Salamanca fue definida formalmente por Lesta y Ferello (1972), quienes denominaron así los depósitos de sedimentitas clásticas generados por la primera ingresión marina atlántica del Cenozoico en la Cuenca del Golfo San Jorge.

Las primeras menciones de la presencia de estas sedimentitas marinas corresponden a los estudios geológicos realizados por Carlos Ameghino (1890). Posteriormente, Ihering (1903) propuso el nombre de Salamancaneén, que daría origen al nombre definitivo. Windhausen (1924) lo llamó Salamanqueano y lo consideró una intercalación marina en los Estratos con Dinosaurios del Cretácico, mientras que Feruglio (1949-1950) lo llamó Salamanquense.

El primero en utilizar el término de Formación Salamanca (aunque sin definición formal) fue Simpson (1933); posteriormente este nombre fue usado por Zambrano y Urien (1970).

Las unidades equivalentes en las otras cuencas atlánticas, según Malumián (1999), serían las formaciones Roca en la Cuenca Neuquina, Pedro Luro en la Cuenca del Colorado, el miembro El Fuerte de la Formación Arroyo Barbudo en el golfo San Matías (Martínez *et al.*, 2001) y Cerro Dorotea en la Cuenca Austral.

#### *Distribución areal y litología*

Pese a la amplia distribución de esta formación en el ámbito de la Cuenca del Golfo San Jorge, en el borde norte del Macizo del Deseado forma depósitos de escaso espesor, con facies netamente proximales de borde de cuenca.

En la Hoja Colonia Las Heras hay un único afloramiento, de extensión areal insignificante (de 600 a 1000 m<sup>2</sup>) y escaso espesor (menos de cinco metros), ubicado entre los cerros San Agustín y Wenceslao (este último en la Hoja El Pluma), pocos kilómetros

al oeste – sudoeste de la localidad de Las Heras. Este afloramiento y su continuación poco al oeste en la Hoja vecina constituyen los asomos más occidentales de la ingresión, que se extendía aquí entre los dos elementos positivos existentes, el Macizo del Deseado al sur y la sierra de San Bernardo al norte.

Uno de los estudios más completos de esta formación, en la Cuenca del Golfo San Jorge, es el de Andreis *et al.* (1975), en el que se divide a la Formación Salamanca en dos miembros: El inferior, Miembro Bustamante y el superior, Miembro Hansen.

El Miembro Bustamante está constituido por una coquina gris amarillenta a blanquecina con cemento esparítico que tiene una granulometría de fina a muy fina organizada en estratos tabulares (Andreis *et al.*, 1975). Esta coquina, anteriormente descripta por Windhausen (1924) y atribuida a la ingresión rocanéa, tiene un espesor máximo de once metros e incluye clastos de las ignimbritas y pórfidos sobre las que se apoya. Este miembro sólo aparecería en Bahía Bustamante, en los afloramientos situados más al norte de la costa del golfo San Jorge.

El Miembro Hansen, por su parte, es una secuencia epiclástica de composición limosa, arcillosa y arenosa y de coloraciones amarillentas verdosas o grisáceas. Tiene estratificación tabular fina, con aspecto macizo o a veces laminado. Pueden mostrar un aspecto llamativo denominado fragmentoso por Feruglio (1949-1950). Suelen ser frecuentes los moldes de pelecípodos y braquiópodos, así como la bioturbación, las concreciones calcáreas y las briznas carbonizadas, sobre todo en la porción superior del miembro, así como de yeso en su tramo inferior.

A este miembro pertenece el denominado Banco verde (Feruglio 1949-1950), una arenisca mediana glauconítica de color verdoso, también denominado Banco glauconítico por los geólogos petroleros. También el Banco negro (Feruglio 1949-1950), una arcilita negra maciza, con fractura concoidea y con una toba fina blanquecina intercalada, con restos de tortugas, cocodrilos y tronquitos silicificados. Este último banco fue ubicado inicialmente en la base del Riochiquense, pero Andreis *et al.* (1975), siguiendo la idea de Simpson (1935), lo incluyeron en el tope de la Formación Salamanca.

El único afloramiento de la comarca está compuesto por un banco macizo de arenisca mediana a fina, arcillosa, de coloración amarillento verdosa, de no más de un metro de espesor, continuado por un banco coquinoide de unos veinte a treinta centímetros, de color castaño claro amarillento. Este último

banco es de granulometría tamaño arena gruesa a conglomerádica fina, con gran fragmentación de los bioclastos de conchillas y una matriz arenosa mediana a gruesa.

#### *Paleontología*

Si bien no se encontraron restos fósiles en el único afloramiento de la Hoja Colonia Las Heras, cabe consignar que Biondi (1929) mencionó, para la zona de la vecina Hoja El Pluma, fragmentos de huesos de dinosaurios y abundantes dientes de seláceos. Brandmayr (1932), en sectores situados más al norte, se refirió a la presencia de improntas de helechos y pequeños frústulos; también citó fósiles marinos muy fragmentados, como *Ostrea ameghinoi*, *Pecten*, *Leda*, *Patella* y *Gryphaea*.

Andreis *et al.* (1975) describieron restos de *Ostrea pyrotheriorum* en el horizonte glauconítico y restos de vertebrados (tortugas y cocodrilos) en la toba del banco negro.

Malumián (1999: 578) citó “una asociación de foraminíferos mayoritariamente cosmopolita de tipo Midway, con representantes de tipo austral como los géneros *Antarcticella* y *Boltovskoyella*, distribuida desde la Cuenca del Colorado a la Austral”. Otros microfósiles mencionados por dicho autor, para la Cuenca del Golfo San Jorge, son *Buliminella isabelleana* y *Globoconusa daubjergensis*.

#### *Ambiente de depositación*

Esta formación se depositó en un mar poco profundo con pendientes suaves y escasos desniveles.

El análisis de la mega y microfauna y los estudios sedimentológicos de la unidad en muchas localidades de la cuenca Salamanquense, han permitido establecer que su depositación se produjo bajo condiciones predominantemente marinas neríticas infralitorales, alternando con otras transicionales y continentales y dominio de fondos blandos.

El paleoclima estaba muy ligado a las temperaturas frías de las aguas marinas en el Paleoceno temprano, que se elevaron hacia el Paleoceno tardío, llegando a ser templadas a cálidas, con paleoflora de manglares en las zonas costeras (Malumián, 1999).

La formación de la escasa coquina aflorante correspondería a un ambiente de aguas pandas en una zona de playa con circulación abierta; la fragmentación de los fósiles indica la cercanía a la zona de rompiente de olas.

La alternancia de psamitas glauconíticas (unos kilómetros al oeste de la Hoja) con escasos bancos de arcilitas de coloración verdosa, correspondería

a un ambiente de depositación marino cercano a la línea de rompiente.

El horizonte negro (indicador de Eh negativo) y la presencia de restos de quelonios y cocodrilos indicaría un régimen albuférico con alternancia de depositación subácea salobre y subaérea.

La mayor potencia registrada ha sido de unos 200 m en el subsuelo de Comodoro Rivadavia (Feruglio, 1949-1950); estos espesores decrecerían hacia el norte y el oeste, en concordancia con la suave inclinación hacia el sudoeste descripta por Andreis *et al.* (1975).

#### *Relaciones estratigráficas*

En el área de estudio la Formación Salamanca se apoya en discordancia de bajo ángulo sobre la Formación Bajo Barreal; esta relación localmente puede ser de tipo erosivo, situación similar a la observada en la provincia del Chubut para la misma cuenca (Panza, 1981).

Chebli (en Lesta *et al.* 1980) y Panza (1981) estimaron que los términos basales de la Formación Río Chico engranan lateralmente con los niveles superiores de la Formación Salamanca. Esto es coherente con la interpretación paleoambiental del tramo superior de la formación, definido como regresivo, que remata con ambientes albuféricos, paleosuelos e intercalaciones subaéreas.

#### *Edad*

De acuerdo con las evidencias dadas por la megafauna, la microfauna y los estudios palinológicos, a la formación se le asignó una edad daniana superior. En este trabajo se adopta el mismo criterio, al no surgir nuevos datos y dado lo reducido de los afloramientos de la unidad en el área en estudio.

### **Formación Río Chico (5)-Formación Río Chico parcialmente cubierta (5a)**

*Tobas, chonitas, areniscas finas a medianas, arcilitas*

#### *Antecedentes*

Las primeras menciones correspondieron a Doering (1882), que denominó a estas sedimentitas como Pehuenche. Luego Ameghino (1906) la llamó Notostylopense basal y Windhausen (1924, 1931) se refirió a esta formación como la sección superior de los Estratos con Dinosaurios. Más tarde, Biondi (1929) y Brandmayr (1932) retomaron el término de Pehuenche en áreas del norte del río Deseado y Roll (1938) extendió el uso de esa denominación al sur de dicho río. Feruglio (1949-1950) usó el nombre

Riochiquense. Sin embargo, Simpson (1933) fue quien definió formalmente esta unidad continental, de amplia distribución en el ámbito de la Cuenca del Golfo San Jorge y el valle del río Chubut.

Andreis *et al.* (1975) dividieron a la unidad en los miembros Las Violetas y Puerto Visser. Hugo *et al.* (1981) y Leanza *et al.* (1984) utilizaron esta nomenclatura, pero aclararon que dichos miembros sólo tienen aplicabilidad local y deben restringirse al área de la costa del Golfo San Jorge, entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante

De Giusto *et al.* (1982), Panza y Genini (2001) y Cobos y Panza (2001) describieron distintos tipos litológicos de la formación en los correspondientes trabajos de relevamiento regional del Programa Nacional de Hojas Geológicas en áreas vecinas.

#### *Distribución areal*

En el ámbito de la Hoja Colonia Las Heras, los afloramientos de la Formación Río Chico están dispuestos en tres sectores.

El mayor desarrollo, tanto areal como en espesor, se localiza a lo largo de las bardas del río Deseado (Fig. 6), particularmente en la parte inferior en la margen norte, donde la ruta provincial 12 cruza el río, y en todo el cuerpo de la barda en la margen sur.

Otro sector de afloramientos importantes se localiza en los fondos y laderas de los bajos donde se hallan los cerros Mesa, Overo y otros, donde conforman también el cuerpo de estos cerros, así como el del cerro Guacho Norte (poco al norte de la localidad de Las Heras).

El último sector de afloramientos es en la parte más profunda de la gran depresión del Gran Bajo Oriental, donde forman un escalón elongado en sentido este-oeste, orientado al sur y ubicado poco al sur y sureste de la meseta Bustillo.

#### *Litología*

La litología es predominantemente tobácea o tufítica. Generalmente la formación está constituida por como bancos de tobas bien consolidadas, con fractura concoide, colores primarios blanquecinos, teñidos de amarillento, rojizo o naranja por meteorización. Los estratos individuales no suelen superar los cinco metros, ya que los espesores más comunes son de dos a tres metros. La coloración en la parte superior de los bancos se ve acentuada por la presencia de concreciones esferulíticas del mismo material tobáceo, de no más de un centímetro de diámetro. Son más abundantes hacia el techo de los bancos,



Figura 6. Vista de la secuencia aflorante en la barda del río Deseado. De base a techo, las *badlands* de la Formación Río Chico, la Formación Sarmiento (de color blanquecino y cubierta de detritos) y los Basaltos del Oligoceno inferior.

donde llegan a formar niveles en los que las concreciones constituyen conglomerados intraformacionales tobáceos. Estos niveles suelen sobresalir en los perfiles por su mayor dureza. Los óxidos se depositan en la superficie de contacto de las concreciones con el material tobáceo que actúa de matriz. Si bien los estratos tienen una geometría en apariencia tabular, la parte superior, por la acumulación de concreciones, es ondulada, posiblemente vinculada con la circulación de agua en los momentos de depositación.

Estos bancos se suceden en secuencias que alcanzan los cien metros de espesor aflorante, formando generalmente *bad lands* o terrazas escalonadas. El mejor ejemplo es el afloramiento ubicado en la margen norte del río Deseado, a la altura del cruce de la ruta provincial 12.

Cobos y Panza (2001), en la vecina Hoja El Pluma, describieron dos secciones diferenciadas en la Formación Río Chico: la inferior, muy cubierta, constituida por arenas finas con intercalaciones de niveles arcillosos formando bancos tabulares varicolores, entre los que predominan los amarillos, grises, blanquecinos, rosados y algunos niveles verdosos y castaños. A éstos se superponen tufitas y tobas (a veces choníticas) grises y blanquecinas; es frecuente la presencia de conglomerados intraformacionales tobáceos con concreciones tobáceas que raramente superan un centímetro de diámetro. El espesor estimado oscilaría entre 90 y 100 metros.

La sección superior predominantemente tobácea, presenta salientes o cornisas producto de la alternancia de estratos de distinta competencia; sus colores pueden ser amarillentos, castaños y rojizos generados por la impregnación de óxidos de hierro. La potencia de la sección es mucho menor que la inferior, estimándose entre 22 y 28 metros.

Los afloramientos descritos en este trabajo pueden asignarse a la parte superior de la sección

inferior descrita por Cobos y Panza (2001), aunque también podría hallarse una similitud con los tramos superiores del Miembro Las Violetas de Andreis *et al.* (1975).

Hugo *et al.* (1981) y Leanza *et al.* (1984) mencionaron la presencia de fosfatos en la Formación Río Chico, si bien no en el ámbito de la Hoja Colonia Las Heras. Recientes exploraciones privadas han señalado la continuidad de estas manifestaciones en el área de trabajo. Consisten en costras lenticulares de tipo acrecional que yacen en los paleosuelos del Miembro Las Violetas, con leyes del 15% al 22% de  $P_2O_5$ . El mineral presente es fluorapatita e hidroxilapatita.

Según los mencionados autores, habría existido un hipotético nivel freático que habría circulado dentro de los paleosuelos mencionados y que las soluciones portadoras de fosfato se habrían originado en un área cercana que sufrió un proceso de biostasia.

#### *Paleontología*

Numerosas citas sobre la presencia de restos de mamíferos en los distintos afloramientos se encuentran en la literatura geológica.

Simpson (1935) describió restos de cocodrilos. Hugo *et al.* (1981) mencionaron reptiles y marsupiales como *Notocaiman stromeri*, *Ernestokokenia yiruhnor* Simp., *Henricosbornia waitehor* Simp. y *Kibernikhoris*.

Beros *et al.* (1988) citaron ostrácodos en las facies finas superiores de un perfil realizado en puerto Mazarredo. En los trabajos de levantamiento sólo se encontraron escasos restos pequeños de troncos silicificados.

#### *Ambiente de depositación*

En líneas generales esta formación ha sido descrita como depositada en un ambiente conti-

mental bajo un régimen fluvial, responsable de las variaciones litológicas en perfiles cercanos y de las abundantes estructuras direccionales (en general estratificación entrecruzada) que se encuentran en las psamitas que la componen. Pascual y Odreman Rivas (1971) expresaron que se trataría de depósitos en una superficie bastante plana y con escasa pendiente; la presencia de pelitas indicaría intercalaciones de un ambiente de lagunas o pantanos y posiblemente de llanura aluvial. Correspondería a una región de tipo sabana con vegetación arbustiva entre grupos de árboles, con condiciones climáticas subtropicales a templado cálidas.

Petriella y Archangelsky (1975: 266) mencionaron que durante el Paleoceno “existió una región costera bañada por un mar playo, de aguas cálidas, con cordones litorales y albuferas en las que se reconocen comunidades vegetales de pantano, selva pluvial y manglar. A esta zona llegaban cursos fluviales que formaban estuarios y/o deltas que inundaban las tierras bajas, donde cocodrilos y tortugas encontraban condiciones propicias para su desarrollo”. Leanza *et al.* (1984) correlacionaron los depósitos fosfáticos con los de la Formación Saldanha en la costa occidental de Sudáfrica, estudiados por Fuller (1979), quien describió un paleoambiente y condiciones de depositación similares.

#### *Relaciones estratigráficas*

En la Hoja no se observa la base de la formación. Cobos y Panza (2001) describieron relaciones concordantes entre la Formación Río Chico y la Formación Salamanca en la zona del anticlinal Perales, y de discordancia erosiva sobre las formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios.

Andreis *et al.* (1975) y Leanza *et al.* (1984) también describieron una relación de interdigitación entre los niveles superiores de la Formación Salamanca y los basales de la Formación Río Chico, pero la misma es sólo observable en algunos lugares en los que la Formación Salamanca termina coronada por sus facies albuféricas o de pantano no marino (*swamps*), como sucede en algunos perfiles de la costa norte del golfo San Jorge.

Cabe señalar que en el área de estudio, la diferencia de facies entre los términos marinos litorales de Salamanca y las facies continentales iniciales de la Formación Río Chico sugieren como mínimo una paraconcordancia.

La Formación Sarmiento cubre en discordancia erosiva a las sedimentitas de la unidad en la margen norte del río Deseado, a la altura de la ruta provincial 12 y en la continuación de esta barda hacia el noroeste. En

la margen sur y parte de la margen norte está cubierta por las gravas aterrazadas antiguas de la paleocorrente Lago Buenos Aires – Meseta Espinosa y por los depósitos fluviales aterrazados del río Deseado.

En los cerros Mesa, Overo, Puntudo Chico, Puntudito Chico y Guacho Norte, así como en los asomos aislados sobre el río Deseado, está cubierta por coladas basálticas de edad eocena.

Los afloramientos del Gran Bajo Oriental permiten observar el techo cubierto por la Formación Sarmiento y por los depósitos aluviales que cubren distintos niveles de pedimentos de flanco.

Similares relaciones con la Formación Sarmiento y los basaltos paleógenos fueron descritos por Cobos y Panza (2001) en la vecina Hoja El Pluma.

#### *Edad*

Sobre la base de criterios faunísticos, Pascual y Odreman Rivas (1971) y Marshall y Pascual (1977) ubicaron a esta formación en el Paleoceno superior.

Cobos y Panza (2001) mencionaron una datación radimétrica K/Ar para los basaltos eocenos que suprayacen a la Formación Río Chico, que dio  $55 \pm 2$  Ma (Eoceno inferior bajo, cercano al límite Paleoceno - Eoceno). En los cerros Mesa, Guacho Norte, Overo, Puntudo y Puntudito Chico, los bancos de esta formación también infrayacen a basaltos asignados al mismo ciclo magmático, por lo que se adopta en este trabajo el criterio vigente de asignarle a la Formación Río Chico una edad paleocena superior.

### 2.2.1.2. EOCENO

#### **Basalto Cerro del Doce (6)**

##### *Basaltos olivínicos*

##### *Antecedentes*

Se agrupan aquí los afloramientos de coladas y diques de basaltos olivínicos que cubren e intruyen, según los casos, en algunos sectores, a las sedimentitas de la Formación Río Chico.

Distintos autores se refirieron en forma genérica a estos mantos lávicos. Roll (1938) llamó a los basaltos de la zona Rocas basálticas, considerando que los más antiguos pertenecían al Eoceno y ocupaban áreas extremadamente reducidas. Posteriormente, Di Persia (1958) los denominó genéricamente Rocas Ígneas, asignándoles una edad del Terciario alto al Cuaternario. De Giusto *et al.* (1982) englobaron todos los basaltos del área bajo la denominación de Formación Chapalala, a la que asignaron una edad del Eoceno - Oligoceno.

Panza (1982) y Panza y Genini (2001) los denominaron Basalto Cerro del Doce, incluyendo en esta unidad una serie de afloramientos de volcánitas básicas alcalinas, en forma de coladas o necks, situadas en la zona limítrofe de las Hojas Colonia Las Heras, El Pluma y Monumento Natural Bosques Petrificados.

#### *Distribución areal*

El ciclo efusivo eoceno se encuentra ampliamente distribuido al sur del río Deseado, tanto en la Hoja en estudio como en las vecinas. Cobos y Panza (2001) mencionaron que al norte del río Deseado los afloramientos son aislados y de escasa extensión areal, por lo general situados a una distancia que no supera los 10 km desde el cauce. Esto se repite en esta Hoja, apareciendo sólo algunos asomos en la barda norte del río, en el nivel topográfico de la meseta Espinosa (estancia Piedra Clavada) y en una depresión situada al norte de Las Heras (cerro Guacho Norte).

En el sector sur continúan los afloramientos en la margen del río Deseado, al noroeste de la estancia La Sin Nombre, al este de la estancia San Martín y al sudeste de la estancia Aguas Buenas. Los afloramientos más importantes son los que constituyen el manto inferior del cerro Mesa (Fig. 7) y las coladas que conforman la parte superior de los cerros Overo, Puntudo Chico, Puntudito Chico y otras elevaciones menores innominadas.

Estos cerros en realidad son elevaciones sobre el fondo de bajos labrados en la superficie de la meseta

Espinosa, ya que no sobrepasan el nivel topográfico de ésta. Presentan una distribución alineada en dirección nordeste – sudoeste. El basalto inferior del cerro Mesa fluyó aparentemente a lo largo de un cauce meandroso, constituyendo actualmente una inversión de relieve. Los demás cerros podrían ser continuaciones de esta colada, por hallarse alineados y a la misma altura topográfica.

El cerro Guacho Norte, un pequeño asomo aislado situado unos kilómetros al norte de la localidad de Las Heras, es también una elevación dentro de un bajo.

#### *Litología*

Estos basaltos son esencialmente olivínicos, y se caracterizan por contener fenocristales de olivina y abundante pasta de vidrio volcánico, en la que están dispersos microlitos de plagioclasa y de clinopiroxeno. Constituyen coladas de poca potencia, distinguiéndose generalmente dos mantos. El inferior es de un metro a dos de espesor (generalmente más cerca del metro); es escoriáceo, de grano muy pequeño, con bloques de tobas de la Formación Río Chico englobados en su masa; se observan brechas de borde de colada y una notoria alteración ferruginosa.

Por encima de éste, sobre una discontinuidad de un centímetro de material fino calcinado (¿ceniza?), se apoya la segunda colada, más gruesa, de dos a cinco metros de espesor como máximo, con algo de disyunción columnar difusa, no siempre evidente. El basalto es de grano mediano a grueso, vesicular, con las vesículas tapizadas por material arcilloso y



Figura 7. En primer plano la Formación Río Chico, enfrente, esta misma formación cubierta por el Basalto Cerro del Doce (tope de la barda). Al fondo el cerro Mesa, cuya base está compuesta por la Formación Sarmiento y el techo por los Basaltos alcalinos del Oligoceno inferior.

ceolítico. Los afloramientos suelen estar cubiertos por bloques y lajas.

Entre las estructuras más destacables de esta unidad se pueden encontrar chimeneas volcánicas y diques. En la comarca, los diques asignados al ciclo efusivo eoceno inferior son escasos y están ubicados entre el extremo sudoeste del basalto inferior del cerro Mesa y el cerro Overo. Es un conjunto de tres probables diques, de poco espesor, muy cubiertos; sólo es evidente el contacto inferior con las tobas de la Formación Río Chico, y se reconocen ángulos de inclinación bajos en algunos sectores.

Estas emisiones basálticas serían producto de erupciones de tipo central debido a la fisuración cortical profunda en épocas de distensión, luego de un período compresivo en el ámbito regional.

#### *Relaciones estratigráficas*

El basalto cubre en discordancia erosiva a la Formación Río Chico. Esto se observa en los cerros Mesa, Overo, Puntudo Chico, Guacho Norte y en los asomos aislados en las márgenes del río Deseado. El cerro Mesa es el único sitio donde se observa la relación con la suprayacente Formación Sarmiento, ya que en general está cubierto por las gravas aterrazadas antiguas de la paleocorriente de la meseta Espinosa o de las terrazas fluviales del río Deseado.

#### *Edad*

Cobos y Panza (2001) mencionaron una datación radimétrica efectuada por el método de K/Ar sobre roca total, en una muestra obtenida en el pie oriental del cerro Portugués (estancia Tres Colores), que dio una edad de  $55 \pm 2$  Ma (Eoceno inferior bajo).

En el área en estudio, y teniendo en cuenta que el basalto se encuentra apoyado sobre las sedimentitas paleocenas de la Formación Río Chico y limitado en su techo por la Formación Sarmiento del Eoceno superior, se le asigna a estos basaltos una edad eocena inferior.

### **Formación Sarmiento (7)-Formación Sarmiento parcialmente cubierta (7a)**

*Tobas, cineritas, arcilitas tobáceas y bentonitas.*

#### *Antecedentes*

Este término fue sugerido por Spalletti y Mazzoni (1979) para adecuar al Código de Nomenclatura Estratigráfica el nombre de Tobas de Sarmiento con el cual Feruglio (1949-1950) había llamado a las sedimentitas continentales suprayacentes a la

Formación Río Chico e infrayacentes a los depósitos de la ingresión marina patagónica.

Simpson (1941, en Andreis *et al.*, 1975) propuso denominarlo Grupo Sarmiento, dividiéndolo en cuatro formaciones: Casamayor, Musters, Deseado y Colhué Huapi, sobre la base del contenido faunístico. Pascual y Odreman Rivas (1973) diferenciaron las Edades Provinciales Casamayorensis, Mustersense, Deseadense y Colhuehuapense, sobre la base de la nomenclatura propuesta por Simpson.

Otros nombres se le asignaron en distintos momentos a esta unidad, tales como Tobas con Mamíferos (Feruglio, 1949-1950), Tobas Mamalíferas del Eoceno (Brandmayr, 1932) y Tobas Mamalíferas del Terciario inferior (Roll, 1938).

Es casi imposible diferenciar las unidades propuestas por Simpson (1941), debido a la monotonía de la composición litológica, la gran extensión areal y el origen común de todo este ciclo de depósitos tobáceos. Asimismo, se da el hecho de que los hallazgos faunísticos son escasos en muchas regiones geográficas y hay una gran amplitud cronológica, según los distintos estudios, en las edades mamífero mencionadas. Por este motivo, se prefiere utilizar en este trabajo el término de formación definido por Spalletti y Mazzoni (1979).

Se incluye en la base de esta unidad a las tobas blanquecinas a blanquecino amarillentas opalizadas de Koluel Kaike, denominadas *Argiles Fissilaires* desde principios del siglo XX o Tobas de Koluel Kaike (Feruglio, 1949-1950).

#### *Distribución areal*

Esta secuencia piroclástica, conocida tanto en superficie como en subsuelo en toda la faja centro oriental de Chubut y del norte de Santa Cruz, tiene escasos afloramientos en el ámbito de la Hoja Colonia Las Heras. Se la encuentra en el fondo del Gran Bajo Oriental, en la porción central de la margen norte del río Deseado y en el cuerpo del cerro Mesa. En la Hoja Bahía Lángara solamente se observan pequeños afloramientos sobre la playa, a la latitud de la estancia El Lobo.

#### *Litología*

La unidad está compuesta fundamentalmente por piroclastitas: tobas, cineritas y chonitas arcillosas o bentónicas en parte, de colores blanquecinos, grisáceos o ligeramente amarillentos. Los bancos son gruesos, generalmente friables y suelen presentar formas de erosión como tubos de órgano. Los afloramientos suelen estar muy cubiertos, lo que dificulta su reconocimiento.

En el Gran Bajo Oriental forma los laterales de los escalones que rodean a la depresión central. Con un espesor no mayor a dos metros, los afloramientos se encuentran sumamente meteorizados y están parcialmente cubiertos por detritos coluviales, con su porción superior cubierta por depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco. No es clara la relación con las unidades supra e infrayacentes en este lugar, debido a las características morfológicas y a la cubierta detrítica predominante en el Gran Bajo.

En la margen norte del río Deseado aflora en la barda derecha, al costado de la ruta provincial 12, donde se apoya sobre la Formación Río Chico y está cubierta por un nivel de gravas aterrazadas. Forma un paredón no muy inclinado, pero con un marcado quiebre de pendiente con respecto a las lomadas de *bad lands* inferiores, con erosión en tubos de órgano y un espesor que no supera los veinte metros. Siguiendo por el cauce hacia el noroeste se observa la continuidad de estos bancos, que en los alrededores del cerro Pico Truncado están cubiertos por los basaltos oligocenos (Fig. 8). Continuando por la planicie aluvial hacia el noroeste, se los puede ubicar, a la altura de los pozos freáticos de YPF, cubiertos en este caso por una delgada capa de sedimentitas marinas de la Formación Monte León.

Al sur del río Deseado hay un único afloramiento, el más importante en espesor en la Hoja, que es el que conforma la parte superior del cuerpo del cerro Mesa (Fig. 9), entre los basaltos del Eoceno inferior y del Oligoceno. Esta porción del cerro es la que se observa elevada por sobre el nivel de la meseta Espinosa.

Sin tener exposiciones como para realizar perfiles, se puede hablar para el área en estudio de dos secciones diferenciadas. La inferior, que incluiría a las *Argiles Fissilaires* o Tobas de Koluel Kaike, está compuesta por tobas terrosas finas, muy meteorizadas, con concreciones de limonitas, rosetas de yeso y algún nódulo silíceo. Es de colores rojizos, amarillentos o anaranjados, distribuidos en forma irregular, como manchones. Se la ubica en las cercanías de Koluel Kaike, donde forma la ladera de la barda del río Deseado, con espesores de no más de cinco metros de continuidad.

La sección superior está constituida por los bancos de cineritas y tobas arcillosas ubicadas por encima de la Formación Río Chico en la margen norte de la bajada al río Deseado de la ruta provincial 12, y por los depósitos del cerro Mesa.

Estas cineritas son de colores blanquecinos a grisáceo blanquecinos, sumamente friables, con erosión en tubos de órgano en los niveles más gruesos y cubiertos por lodos arcillosos en los sectores más finos. En el cerro Mesa tienen más de treinta metros de espesor.

Cobos y Panza (2001) describieron una disposición similar en el perfil del cerro Banderas, en la vecina Hoja El Pluma.

#### *Paleontología*

Son escasas las menciones de hallazgos paleontológicos en el área, tanto en las Hojas Colonia Las Heras y Bahía Lángara como en las vecinas. Bordas (1943) citó fragmentos de la fauna de *Pyrotherium* (Deseadense) en perfiles de la meseta Schlecht (o de las Lagunas sin Fondo) y del valle del río Deseado. Brandmayr (1932) lo hizo para la zona del cerro Banderas y la estancia El Rastro, donde encontró escasos restos fragmentados de mamíferos.

#### *Ambiente de depositación*

Es una unidad netamente continental, que de acuerdo con sus características composicionales tiene génesis piroclástica; su depositación se produjo por lluvias de cenizas y luego por el transporte eólico de los elementos que la componen. La presencia de paleosuelos es una evidencia más de la depositación en condiciones subaéreas (Panza y Genini, 2001).

Los procesos fluviales, muy subordinados, están representados por muy escasos lentes o bancos de areniscas finas. Las bentonitas podrían indicar cuerpos de agua temporarios y de poca profundidad en los que se produjo la alteración del vidrio volcánico.

Pascual y Odreman Rivas (1971) interpretaron el ambiente de sedimentación de esta formación como el de una llanura de pastizales desarrollada bajo condiciones tropicales húmedas, con períodos secos y ventosos.

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Sarmiento se apoya en discordancia sobre los basaltos del Eoceno inferior en el cerro Mesa, o sobre la Formación Río Chico con una suave discordancia erosiva, como en la bajada al río Deseado por la ruta provincial 12 o en el Gran Bajo Oriental.

Está cubierta por la Formación Monte León en la barranca norte del río Deseado a la altura de los pozos freáticos de YPF, y en el Gran Bajo



Figura 8. Afloramientos de la Formación Sarmiento cubiertos por los Basaltos alcalinos del Oligoceno inferior, cerro Pico Truncado.



Figura 9. Afloramientos de la Formación Sarmiento en el cerro Mesa.

Oriental, por el basalto del Oligoceno inferior en los cerros Mesa y Pico Truncado, por depósitos fluviales aterrazados en la bajada al río Deseado de la ruta provincial 12, y por depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco. En todos los casos es mediante una neta relación de discordancia erosiva.

#### *Edad*

Sobre la base de las faunas de mamíferos encontrados en la región, se asignó a la unidad la edad SALMA Deseadense, que es del Eoceno superior al Oligoceno inferior (34 a 37 Ma, según Marshall *et al.*, 1977). En el valle del río Deseado, Bordas (1943)

citó elementos de edad Deseadense y Panza (1982) halló restos que Pascual asignó a la misma edad.

Marshall *et al.* (1977) incluyeron en el Deseadense los depósitos que infrayacen al basalto del cerro Pico Truncado, sin mencionar fauna. También Pascual *et al.* (2002) mencionaron los depósitos de Pico Truncado como pertenecientes al Deseadense, al que ubicaron en el Oligoceno superior a Mioceno temprano (23-28 Ma).

El basalto que cubre esta unidad en el cerro Pico Truncado fue datado por Marshall *et al.* (1977), con una edad de 30 Ma para la colada superior y de 32 Ma para la colada inferior, la más antigua, por lo que a la Formación Sarmiento en este estudio se le asigna una edad del Eoceno superior. No se descarta, sin embargo, que pudiera quizás llegar al Oligoceno inferior más bajo.

### 2.2.1.3. Eoceno-Oligoceno inferior

#### **Intrusivos básicos alcalinos (8)**

*Basanitas, basanitas nefelínicas, teschenitas*

##### *Antecedentes*

Se agrupan aquí las rocas intrusivas subvolcánicas de composición básica alcalina que afloran en el área sudoeste de la Hoja Colonia Las Heras, en el triángulo formado por los límites sur y oeste de la Hoja y por la línea que une los cerros Romberg y Ochenta y Uno. Forman parte del cortejo de rocas similares descriptas en gran parte de la Cuenca del Golfo San Jorge.

Los primeros estudios corresponden a Mórtoles (1923), quien reconoció su carácter alcalino. Posteriormente, Ferello (1969) identificó su morfología como lacolítica y les asignó una edad post-Eoceno a pre-Patagoniano, sobre la base de sus relaciones de yacencia. Siguieron esta línea interpretativa, con aportes petrográficos, los trabajos de Fernández Gianotti (1969), Viviers (1970), Villar y Pezzutti (1976) y Pezzutti y Villar (1978).

Los trabajos de levantamiento geológico llevados a cabo desde la década de 1970 por el entonces Servicio Geológico Nacional también trataron este tema, en las descripciones de Vilela (1971), González (1971), De Giusto *et al.* (1982), Panza (1982), Panza y Genini (2001) y Cobos y Panza (2001).

En estos estudios se señalaron diferentes interpretaciones estratigráficas. De Giusto *et al.* (1982) las ubicaron en la Formación Chapalala, ampliando el rango de edad atribuida al Eoceno. Panza (1982) y Cobos y Panza (2001) agruparon estas rocas alcalinas con otras coladas basálticas y las llamaron Basalto Alma Gaucha.

Los trabajos de Vietto y Bitschene (1994) y Chelotti *et al.* (1996), mediante detallados estudios petrográficos, geoquímicos, geoelectrónicos y sísmicos, definieron la petrogénesis, morfología y modo de emplazamiento.

##### *Distribución areal*

En el área en estudio, estos intrusivos subvolcánicos constituyen los cuerpos lacolíticos de los cerros Romberg y San Agustín, ubicados al sur y sur-sureste de la localidad de Las Heras. También se asocian a estas rocas el dique anular ubicado al norte de la laguna Sirven, los cerros Guacho Sur, Silva y Ochenta y Uno y los pequeños cuerpos elevados coronados por volcanitas del sector dominado por los afloramientos chubutianos en el ángulo sudoeste de la Hoja Colonia Las Heras.

##### *Litología y forma de emplazamiento*

Las rocas que componen estos cuerpos, particularmente los cerros Romberg y San Agustín, son macizas y oscuras, en parte con amígdalas rellenas por ceolitas, de aspecto afanítico a microgranudo. Petrográficamente presentan textura porfírica y mineralógicamente dominan las plagioclasas, clinopiroxenos (titanoaugita a egirina-augita), olivina y feldespatoideos. Como minerales accesorios hay titanomagnetita, ilmenita, apatita, biotita, anfíbol, espinelas de Cr, feldespato alcalino y sideromelano. También hay calcita, filosilicatos y zeolitas secundarias (Chelotti *et al.*, 1996). Pezzutti y Villar (1978) mencionaron la escasa variación de la mineralogía en los distintos cuerpos y que la principal variación está dada por la textura, que puede ser gabroide, glomeroporfírica o porfírico-ofítica. Especificaron además a la plagioclasa como variable entre andesina (An<sub>38</sub>) y labradorita (An<sub>64</sub>), y que el feldespato alcalino es de la serie sanidina - anortoclasa.

Esto ha permitido definir al filón-dique del cerro Romberg como una teschenita olivínica y al del cerro San Agustín como una basanita nefelínica (Chelotti *et al.*, 1996).

Sobre la base de su composición geoquímica, según estos últimos autores, estas rocas caen en el campo de los basaltos y traquibasaltos, mostrando en algunos casos contaminación con material peridotítico del manto superior. Villar (1975) ya había mencionado la existencia de nódulos ultrabásicos lherzolíticos en basaltos alcalinos asociados.

Petrogenéticamente proceden de la fusión en bajo grado (menor al 10 %) del manto superior, sin contaminación cortical. Tectónicamente pertenecen a ambientes

de intraplaca (Rollinson, 1993; en Chelotti *et al.*, 1996).

Los estudios de potencial espontáneo y resistencia de algunos cuerpos intrusivos cortados en profundidad por perforaciones petroleras revelan rocas compactas, macizas y carentes de fluidos. La espectroscopía de rayos Gamma indica poca alteración o meteorización, con un incremento en el contenido de U, Th y K en el tope de los cuerpos, posiblemente debido a la concentración de gases enriquecidos en la etapa de enfriamiento.

En cuanto a su morfología en profundidad, la sísmica revela que existen cuerpos concordantes con la estratificación (generalmente subhorizontales) y otros discordantes (hasta 40° de ángulo de corte). Los espesores son variables, desde 30 hasta 120 metros. A mayor espesor, mayor combamiento anticlinal en los estratos suprayacentes, lo que los define morfológicamente como lacolitos. Son de extensión areal considerable, nunca menor a un kilómetro cuadrado, llegando a ocupar 80 kilómetros cuadrados.

La mayor frecuencia de emplazamiento se halla en la base de la Formación Bajo Barreal, en casi el 70% de los casos (Chelotti *et al.*, 1996), y son menos frecuente en la base de la Formación Castillo. Hacia la parte superior de la secuencia estratigráfica las intrusiones son escasas. Pezzutti y Villar (1978), y anteriormente Ferello (1969), habían mencionado evidencias de termometamorfismo en las rocas sedimentarias cretácicas.

Cabe destacar la presencia de formas cónicas de intrusión, algunas con 4 km de diámetro y mil metros de profundidad de embudo. El dique anular de la laguna Sirven es la expresión superficial de una de estas formas (Fig. 10).

Los niveles de intrusión preferenciales corresponden a límites secuenciales entre depósitos sedimentarios con características petrofísicas muy diferentes.

El emplazamiento además siempre está vinculado con fallas profundas y esto está confirmado por su carácter de magma básico alcalino de ambiente tectónico distensivo de intraplaca y por la ausencia de contaminación cortical, lo que evidencia un ascenso rápido atravesando la litosfera, sólo posible a través de fallas profundas (Chelotti *et al.*, 1996). Pezzutti y Villar (1978) asociaron la intrusión de estas rocas con un *rift* que limitaría la depresión de los lagos Musters y Colhué Huapi.

#### *Relaciones estratigráficas y edad*

Los cuerpos más profundos cortan a la Formación Pozo D-129, aunque existen evidencias sísmicas que podrían corresponder a intrusiones en capas infrayacentes. No obstante, no fueron confirmadas, dada la escasa diferencia en la tasa de transferencia sísmica entre estas rocas y los sedimentos profundos.

Las capas más modernas cortadas por esta asociación intrusiva son las correspondientes a la Formación Sarmiento. No hay ninguna evidencia de intrusión



Figura 10. Intrusivo básico alcalino con forma de dique anular, norte de la laguna Sirven.

en los estratos marinos de la Formación Monte León.

Esta última relación daría una edad al cortejo intrusivo, que en consecuencia variaría entre el límite Eoceno-Oligoceno y el Oligoceno inferior, dado que la Formación Sarmiento tiene en el área una edad del Eoceno superior. La falta de dataciones impide dar una mayor precisión y obliga a la extensión de la edad, por la ambigüedad de los rangos asignados a las formaciones Sarmiento y Monte León.

Una correlación con la Essexita Río Carbón de la zona de Bahía de la Lancha, en el suroeste de la provincia de Santa Cruz, fue realizada por Pezzutti y Villar (1978), que citaron dos dataciones K/Ar, una de  $46 \pm 5$  Ma (Eoceno medio) y otra de  $35 \pm 5$  Ma (Eoceno superior alto). Esta última datación correspondería en edad a las rocas tratadas en este estudio, no así la más antigua. Cabe aquí hacer la salvedad de la duda con respecto a la verdadera equivalencia entre ambas unidades y la certeza que aportan estas dataciones.

#### 2.2.1.4. Oligoceno

##### **Basaltos alcalinos (9)**

###### *Basaltos olivínicos*

###### *Antecedentes*

Las primeras descripciones de las coladas basálticas en la región recibieron denominaciones genéricas como Rocas Basálticas (Roll, 1938) o Rocas Ígneas (Di Persia, 1958), y fueron asignadas en sentido amplio al Terciario alto y al Cuaternario.

Posteriormente, De Giusto *et al.* (1982) englobaron en la Formación Chapalala a todos los basaltos en su área de trabajo, asignándoles una edad estimada eoceno – oligocena.

Para afloramientos ubicados al sur y sudoeste de las Hojas, Panza (1982) usó la denominación de Basalto Alma Gaucha, considerando dentro de esta unidad todas las volcanitas básicas de naturaleza alcalina de edad fundamentalmente oligocena inferior. Poco más al oeste, de Barrio (1989; en Cobos y Panza, 2001) agrupó como Basalto Cerro Sombrero a algunas volcanitas que podrían correlacionarse con las formaciones Chapalala o Alma Gaucha.

Para la Hoja Geológica Destacamento La María, ubicada inmediatamente al sudoeste de la Hoja Colonia Las Heras, Panza y Cobos (2001) usaron también la denominación de Basalto Alma Gaucha, que mantuvieron en la vecina Hoja El Pluma (Cobos y Panza, 2001).

Se interpreta que estos basaltos tienen una íntima relación con el episodio intrusivo alcalino

del límite Eoceno – Oligoceno, pero ante la falta de dataciones radimétricas que ajusten las edades y de estudios geoquímicos que demuestren la afinidad petrogenética de estos dos grupos, se considera conveniente mantenerlos separados y no adoptar una denominación formal que enmascare un tema no resuelto.

###### *Distribución areal*

Los basaltos del Oligoceno inferior no tienen un gran desarrollo areal en la Hoja Colonia Las Heras. Sólo constituyen el tope del cerro Pico Truncado, las coladas cercanas a éste y el basalto que corona el cerro Mesa (Fig. 11). La extensión areal es reducida, de alrededor de 5.000 m<sup>2</sup> en el cerro Mesa. En el cerro Pico Truncado es aún menor.

###### *Litología*

Son primordialmente basaltos olivínicos, de coloración gris oscura en sección fresca y más clara en superficie meteorizada. En su porción inferior son homogéneos, macizos y presentan algunos glomérulos de fenocristales de olivinas.

Hacia el techo muestran lamamiento horizontal predominante, así como textura con vesículas y amígdalas. Estas últimas suelen ser de forma sub-circular, de no más de un centímetro de diámetro y pueden tener crecimiento de cristales radiales de calcita o de ceolitas.

Al microscopio presentan una textura porfírica, con fenocristales de olivina y clinopiroxenos en una pasta microcristalina de plagioclasa y pequeños piroxenos.

Cobos y Panza (2001) mencionaron diques subverticales vinculados al *neck* del cerro Centinela. Son basaltos olivínicos analcímicos, melanocráticos y afrícos.

En los afloramientos de los cerros Pico Truncado y Mesa, en ambos casos son dos coladas superpuestas, con un espesor total de no más de diez metros. Ambas coladas están separadas por una ligera discontinuidad marcada por material fino.

###### *Ambiente tectónico*

Las coladas basálticas aquí agrupadas, pertenecientes al Oligoceno inferior, son asignadas al evento de intrusiones de la asociación básica alcalina vinculada a un período de distensión relacionado con una fracturación profunda de la litosfera.

###### *Relaciones estratigráficas y edad*

El basalto alcalino cubre a la Formación Sarmiento, tanto en el cerro Pico Truncado como en el cerro Mesa.



Figura 11. Basaltos alcalinos, parte superior del cerro Mesa.

Marshall *et al.* (1977) postularon para la Patagonia extra-andina un período de actividad volcánica alcalina entre 34 y 35 millones de años. En ese mismo trabajo describieron dataciones para las dos coladas del cerro Pico Truncado, con edades de 30 y 32 millones de años. Esta posición fue corroborada por Baker *et al.* (1981; en Cobos y Panza, 2001) y confirmada por Ramos *et al.* (1982). Dataciones rítmicas efectuadas por Panza (1982) sobre varias muestras del Basalto Alma Gaucha, por el método K–Ar sobre roca total, dieron una edad de  $30 \pm 3$  millones de años. Panza y Cobos (2001) consideraron a este ciclo efusivo alcalino como perteneciente al Oligoceno medio a superior bajo.

En este trabajo, y teniendo en cuenta las dataciones que agrupan resultados entre 30 y 35 Ma, se considera una edad oligocena inferior (a quizás eocena superior alta) para estos basaltos.

## 2.2.2. PALEÓGENO-NEÓGENO

### 2.2.2.1. Oligoceno superior–Mioceno inferior

#### **Formación Monte León (10)-Formación Monte León parcialmente cubierta (10a)**

*Arcilitas, tobas y tufitas arenosas; coquinas; areniscas finas a medianas y conglomerados finos*

#### *Antecedentes*

Ya a fines del siglo XIX se comenzó a usar la denominación informal de Patagoniano para el extenso conjunto, tanto en espesor como en distribución areal, de sedimentitas marinas que son el resultado de una etapa transgresiva atlántica de gran desarrollo en las cuencas patagónicas, desde

el golfo San Matías hasta la Cuenca Austral, y que llegó a cubrir inclusive buena parte del Macizo del Deseado.

Las primeras subdivisiones correspondieron a F. Ameghino (1898), quien dividió la Formación Patagónica en dos pisos, el inferior o Juliense, definido en la zona del Gran Bajo de San Julián, y el superior o Leonense, bien desarrollado en Monte León y Santa Cruz.

Durante el siglo XX, la nomenclatura y ubicación cronológica de esta unidad fue motivo de grandes controversias. Feruglio (1949-1950) realizó una síntesis del conocimiento hasta ese momento y la designó con el nombre de Patagoniense, en el que reconoció las tres secciones propuestas por otros autores anteriores, Juliense, Leonense y Superpatagoniense.

En trabajos en la comarca y áreas vecinas, Biondi (1929), en la zona del Valle Hermoso y al oeste de Las Heras, la llamó Patagónico, mientras que Brandmayr (1932), Roll (1938), Di Persia (1958) y Pezzi (1970, en Cobos y Panza 2001) usaron la denominación de Patagoniano.

Ya en la última parte del siglo XX se la denominó formalmente, correspondiendo a Bertels (1970) los nombres de Formación San Julián y Formación Monte León. Igual denominación usaron Zambrano y Urien (1970), Di Paola y Marchese (1973), Riggi (1978), Camacho (1974), Nández (1988; en Cobos y Panza, 2001), Panza e Irigoyen (1995), Panza y Genini (2001) y Panza y Cobos (2001).

En la región del lago Argentino Furque y Camacho (1972) propusieron el nombre de Formación Centinela, denominación seguida por Riccardi y Rolleri (1980) y por Ramos (1982), para sedimentitas

marinas aflorantes al este de la Cordillera Patagónica. Son equivalentes en ambiente y edad a las del Patagoniano de la costa atlántica.

De Barrio *et al.* (1982) y de Barrio (1984) llamaron así a las sedimentitas distribuidas en la costa sur del lago Cardiel, hasta el sector suroccidental de la Hoja Destacamento La María.

Belosi (1990a y b) definió como Formación Chenque a los depósitos marinos de la transgresión de edad oligoceno–miocena para la Cuenca del Golfo San Jorge, considerándola en parte equivalente a la Formación Monte León de la Cuenca Austral.

#### *Distribución areal*

La Formación Monte León tiene su mayor desarrollo, en la Hoja Colonia Las Heras, en las laderas oeste y norte del Gran Bajo Oriental, en las laderas norte y noreste de la meseta Espinosa y en los acantilados y frentes de las lomadas que terminan en la costa del golfo San Jorge, a lo largo del borde oriental de la Hoja. En la Hoja Bahía Lángara aflora en el flanco este de la meseta Espinosa, desde la localidad de Caleta Olivia al norte hasta bahía Mazarredo en el límite sur.

En las laderas oeste y norte del Gran Bajo Oriental (Fig. 12) conforma los cuerpos de lomadas elongadas en el sentido de la pendiente, cubiertas preferentemente por los depósitos aluviales del Nivel I sobre pedimentos de flanco, en el cordón de La Escondida y el cerro El Matuasto. También forma mesetones hacia el fondo del bajo, como la meseta Bustillo.

Las lomadas que conforman el límite oriental del Gran Bajo también están constituidas por la For-

mación Monte León, aunque se encuentra cubierta en gran medida. Sobre la costa pueden observarse cerros aislados, rematados por bancos duros de coquinas y preservados por este motivo, como los cerros Pan de Azúcar y El León.

Poco al norte de Caleta Olivia se observan acantilados marinos con buenas exposiciones, así como en el extremo nordeste (punta Maqueda), cerca del límite provincial.

En el flanco norte de la meseta Espinosa los afloramientos están muy cubiertos por los depósitos aluviales que cubren los pedimentos de flanco del Nivel II.

En la Hoja Bahía Lángara el borde oriental de la meseta Espinosa presenta lomadas cubiertas con depósitos sobre pedimentos de flanco litorales (Nivel II) en su porción norte, con afloramientos más descubiertos en los acantilados de la porción sur. La Formación Monte León también aflora en las bardas situadas al oeste del bajo ubicado poco al norte de la localidad de Fitz Roy.

#### *Litología*

Los estudios llevados a cabo por Belosi (1990a, 1990b, 1995) y Belosi y Barreda (1993) en la zona de Comodoro Rivadavia y alrededores, constituyen una descripción completa y válida para el ámbito de la costa del golfo San Jorge, dada la continuidad lateral existente en los perfiles a lo largo de la ladera oriental de la Pampa del Castillo.

Según Belosi (1990a: 58) “los estratos marinos patagónicos del flanco oriental del Golfo San Jorge se ordenan en cinco secuencias granocrecientes de carácter regresivo”.



Figura 12. Afloramientos de la Formación Monte León, parte media superior. Ladera norte del Gran Bajo Oriental.

La litología dominante esta constituida por pelitas, chonitas, tobas, areniscas y calizas, preferentemente de tonos amarillentos a castaños o grisáceos.

Las secuencias inferiores tienen mayor cantidad de material piroclástico, de granulometría preferentemente chonítica, con el hallazgo, inclusive, de estratos integrados por tobas de caída. También abundan los restos esqueléticos carbonáticos. En las secuencias superiores, en cambio, predominan las facies epiclásticas.

En la base de las secuencias se encuentran areniscas glauconíticas macizas, coquinas y areniscas arcillosas formando un depósito condensado granodecreciente. Continúan hacia arriba, ya en arreglo granocreciente, sedimentos pelíticos, tufitas choníticas y chonitas castañas, en bancos generalmente delgados y con profunda bioturbación. Suelen presentar laminación paralela. La fauna es abundante, con bivalvos, braquiópodos, equinodermos y gasterópodos. Hay intercalados en estas facies lentes de coquinas muy trituradas.

En las secciones intermedias de las secuencias se encuentran facies heterolíticas y arenosas con presencia de ondulitas. En las secuencias III y IV se encuentran fondos duros con fauna de ostras, balánidos y briozoos.

En la parte superior dominan las areniscas con estratificación cruzada de origen mareal, intercaladas con pavimentos de conchillas y cuerpos pelíticos bioturbados.

En la secuencia V las areniscas dominan desde los tramos inferiores y se observaría el pasaje transicional hacia los sedimentos continentales de la Formación Santa Cruz.

Belloso (1990b) destacó las discontinuidades en la sedimentación como eventos a tomar en cuenta en secuencias espesas y arealmente extensas como la presente. Estas discontinuidades, representadas por coquinas tempestíticas, fondos duros y coquinas alóctonas, entre otros, incluyen también bancos de tobas de caída.

#### Paleontología

Brandmayr (1932) mencionó la presencia de restos mal conservados de briozoos, equinodermos, *Ostrea d'Orbigny*, *Pecten* y *Balanus*. Roll (1938) describió bancos basales que contienen gasterópodos, lamelibranchios y otro horizonte con grandes ostras y, en las cercanías de la estancia Lehmann (en la vecina Hoja El Pluma), halló un

banco con *Ostrea hatcheri* Ortm. y otro (superior) con *Ostrea d'Orbigny* Ih.

Feruglio (1948-1950) citó, para el Gran Bajo Oriental, lentes fosilíferos con *Atrina*, *Modiola* y *Terebratella*, entre otros géneros de moluscos.

Malumián (1981; en Cobos y Panza, 2001) describió una zona con *Cribrorotalia beckeriae*, *Elphidium cf. lens* Galloway y Heminway, *Guttulina austriaca* d'Orbigny y *Cibicides* sp., todos foraminíferos de amplia distribución areal dentro de las unidades equiparables con la Formación Monte León.

Cobos y Panza (2001) mencionaron la presencia de abundantes briozoos y los siguientes foraminíferos: *Cibicides* sp., *Anomalinoidea* sp. y rotálidos indeterminados. Echevarría (1991; en Cobos y Panza, 2001) mencionó la presencia de ostrácodos en regular estado de conservación; se trata de valvas y caparazones de 40 individuos correspondientes a 23 géneros y 28 especies; entre los más representados están *Aurilia* sp., *Sundaneella* sp. y *Urocythereis bertelsae* Kielbowicz.

Belloso y Barreda (1993) mencionaron cuatro palinozonas informales en la Formación Chenque (A, T, B, C), destacando la presencia de polen de la familia *Compositae* desde la palinozona A, *Glenocopollis ornatus* a partir de la T y *Tubuliflorites antipodica* a partir de la C.

#### Ambiente de depositación

La presencia de abundantes restos de organismos marinos dispersos en las sedimentitas y la frecuente intercalación de bancos de coquinas, permite inferir que la Formación Monte León se depositó en condiciones neríticas y litorales. La asociación microfaunística indica fondos pandos con profundidades que no superan los 50 m, pertenecientes a la plataforma interna.

Los bancos con fósiles triturados y con mayor aporte clástico indicarían zona de rompiente de olas. La existencia de bancos tobáceos, así como de material piroclástico como constituyente importante de las areniscas, es indicativo de la existencia de episodios volcánicos coetáneos en el ámbito cordillerano, cuyas cenizas habrían sido transportadas por los vientos hasta la cuenca marina.

Siguiendo el esquema de secuencias descrito por Belloso (1990a, 1990b, 1995) y Belloso y Barreda (1993), el espesor de la secuencia I sería de unos 100 m con un ambiente que variaría de plataforma

exterior a anteplaya. La segunda secuencia presenta una variación ambiental de plataforma interior, somera, estuario – albufera, playa, con un espesor de unos 120 m, continuando en la secuencia III con 50 m de plataforma intermedia a sublitoral tidal. La secuencia IV también tiene unos 50 a 60 m de plataforma interior a sublitoral tidal, en tanto que la secuencia V, la más compleja y potente, varía de plataforma intermedia a planicies intermareales, hasta estuario exterior, dentro de la Formación Monte León, rematando con meandros mareales y ciclos fluviales y médanos, ya en la Formación Santa Cruz.

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Monte León se apoya en forma discordante sobre las piroclastitas de la Formación Sarmiento, en los escasos lugares donde se puede apreciar su base o su infrayacente, como en la margen izquierda del río Deseado, a la altura de los pozos freáticos de YPF, en la Hoja Colonia Las Heras, y en el sector de la playa en la estancia El Lobo en la Hoja Bahía Lángara.

A su vez, está cubierta, en los flancos norte y oeste del Gran Bajo Oriental, por la Formación Santa Cruz, en discordancia erosiva en la mayoría de los casos, aunque Bellosi (1990a y b) planteó un pasaje transicional, dentro de su secuencia V, de depósitos marinos a sedimentos continentales. Otros depósitos suprayacentes lo constituyen los niveles fluviales aterrizados de la meseta Espinosa y del río Deseado y los depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco convergentes del Gran Bajo Oriental y litorales del flanco oriental de la meseta Espinosa.

#### *Edad*

Según Malumián (com. pers.), la edad de la ingresión patagónica varía, y es más joven, de sur a norte, a la vez que disminuye la amplitud del periodo de tiempo que involucró.

Esto ha dado lugar a múltiples interpretaciones, que abarcaron un rango que variaba desde el Eoceno superior al Mioceno medio. Actualmente, con el incremento en el conocimiento de la microfauna y la palinología, varios autores (Legarreta y Uliana, 1994; Bellosi y Barreda, 1993; Bellosi, 1990a, 1995; Malumián, 2002) asignaron a la Formación Monte León una edad que se reduce al periodo Oligoceno superior – Mioceno inferior bajo (25-20 Ma), edad que se acepta para este trabajo.

## 2.2.3. NEÓGENO

### 2.2.3.1. Mioceno

#### *2.2.3.1.1. Mioceno inferior a medio*

#### **Formación Santa Cruz (11)**

*Areniscas y piroarenitas medianas a finas, areniscas arcillosas y pelitas; escasos conglomerados; tobas y tufitas subordinadas*

#### *Antecedentes*

Esta unidad fue definida formalmente por Zambrano y Urien (1970), quienes agruparon en ella un conjunto de sedimentitas continentales conocidas como Santacruceano o Santacrucense (Ameghino, 1889, 1898).

Ya desde el siglo XIX estas rocas fueron referidas por diversos autores, destacándose los trabajos de Darwin (1846) y Hatcher (1897), quien la denominó Santa Cruz Beds. En el siglo XX merecen mencionarse los estudios de Roll (1938) y de Feruglio (1949-1950), entre otros.

Posteriormente a su definición formal, la Formación Santa Cruz fue estudiada, entre otros, por Furque y Camacho (1972), quienes la dividieron en tres miembros en el sector del lago Argentino: Los Dos Mellizos, Bon Accord y Los Huelguistas, De Giusto *et al.* (1982), Ramos (1989, 1999; en Nullo y Combina, 2002), Malumián (1999) y Nullo y Combina (2002). Tauber (1997a, 1997b y 1999; en Nullo y Combina, 2002), en la zona de la costa de Río Gallegos, dividió esta unidad en dos miembros, Estancia La Costa el inferior y Estancia La Angelina el superior.

Durante los trabajos del Programa Nacional de Cartas Geológicas, estudiaron esta formación de Barrio (1984), Panza y Marín (1998), Giacosa *et al.* (1998), Panza y Cobos (2001) y Cobos y Panza (2001).

#### *Distribución areal*

En la Hoja 4769-II Colonia Las Heras los afloramientos de esta unidad se encuentran en la parte superior de la Pampa del Castillo, en el cierre norte y oeste del Gran Bajo Oriental y en su ladera hacia el Valle Hermoso. Son afloramientos con buena continuidad lateral, interrumpidos por los depósitos de coluvio y aluvio de los cañadones y los aluviales que cubren pedimentos de flanco. Las características litológicas y de diagénesis traen aparejada una escasa continuidad vertical, donde alternan resaltos de bancos arenosos duros con superficies más friables

cubiertas en su mayoría por derrubio. Los cortes realizados para la instalación de las plataformas de los pozos petrolíferos revelan, sin embargo, buenos perfiles, fragmentarios en su desarrollo pero que exhiben con claridad la litología y las estructuras sedimentarias.

### *Litología*

La litología predominante en el área de trabajo es areniscosa, de grano mediano a fino, y de pelitas arenosas. Las facies más gruesas son escasas, pudiendo encontrarse algunos lentes de areniscas gruesas o conglomerados finos, pero en forma muy subordinada. La participación de componentes piroclásticos, generalmente cineríticos, es una constante, abundan las tufitas y los bancos de tobas y chonitas.

La coloración es grisácea en las facies arenosas, variando del castaño grisáceo al gris azulado; se torna castaño claro a blanquecino en las facies finas, y es más clara cuanto mayor es el contenido de material piroclástico.

En los cortes de las plataformas de perforación de pozos se pueden advertir con claridad las abundantes estructuras sedimentarias, predominando en la facies arenosa la sedimentación fluvial de tramo medio, con estratificación en barras y canales, estratificación diagonal y en artesa, generalmente dentro de bancos gruesos, de hasta dos metros de espesor y una extensión lateral de hasta cinco metros. Estos bancos alternan con lentes y estratos tabulares de pelitas, componiendo secuencias progradantes granocrecientes.

En la base de los bancos de corriente sobreimpuestos a los niveles finos son comunes los intraclastos, con diámetros de hasta 30 centímetros.

Los bancos finos, generalmente lenticulares, con relación alto/ancho baja, tienen laminación interna fina y a veces presentan ondulitas.

Las facies gruesas son escasas y se localizan solamente en forma de lentes arenosos gruesos o conglomerados finos en los senos de los canales, cuando éstos tienen una amplitud de onda de más de medio metro.

En los perfiles situados en la parte superior de la secuencia se encuentran depósitos eólicos, con estratificación diagonal de gran ángulo, característica de formaciones medanosas.

La unidad se encuentra en posición generalmente horizontal con una leve inclinación al norte, aunque en la zona cordillerana está deformada (Ramos, 1999; en Nullo y Combina, 2002). Los espesores

medidos varían entre los 1.500 m en la zona de cordillera a 225 m en la costa (Tauber, 1997b; en Nullo y Combina, 2002).

### *Ambiente de depositación*

La depositación de la Formación Santa Cruz, según Nullo y Combina (2002), estuvo sometida a factores alocíclicos (fenómenos piroclásticos y climáticos) y autocíclicos (paleotopografía y procesos tectónicos).

Los efectos tectónicos de la orogenia Andina produjeron un gran aporte clástico que generó una secuencia progradante, a medida que se producía el retiro del mar Patagoniano, con un alcance regional que alcanzó todo el territorio de la provincia de Santa Cruz y el sur y este de la provincia del Chubut, al sur del río homónimo.

En la zona de la Cuenca del Golfo San Jorge, la sedimentación comenzó en ambientes estuáricos con control mareal, pasando posteriormente a un sistema fluvial meandriforme con depósitos de canales y llanuras aluviales, con intercalaciones de depósitos eólicos medanosos (Bellosi, 1998). Las paleocorrientes tienen una dirección predominante al este, con aporte clástico-piroclástico por medio de los cursos en llanuras con clima templado húmedo y algunas lluvias de cenizas. Según los estudios de Bellosi (1998, 1999), la sedimentación de los canales fue mantiforme, cambiando su geometría a cordoniforme hacia arriba.

La sección inferior se habría desarrollado en un clima cálido, húmedo y estable, pasando hacia las secciones medias a condiciones más secas, con variaciones estacionales y vegetación tipo estepa, con presencia de paleosuelos inmaduros, grietas de desecación y rosetas de yeso (Bellosi, 1999).

La sección superior muestra un fuerte deterioro climático, con marcada ausencia de restos fósiles, debido, según Bellosi (1998, 1999), a que el levantamiento de la cordillera produjo una "sombra de lluvias", acompañada por un gradual enfriamiento. En esta etapa es que se desarrollaron los campos de médanos, con direcciones de vientos predominantes del sudoeste.

### *Paleontología*

La Formación Santa Cruz se caracteriza por su rico contenido en vertebrados fósiles. En el ámbito de las Hojas aquí estudiadas, Feruglio (1949-1950) citó el hallazgo de mamíferos fósiles encontrados por él, Biondi y Brandmayr en los alrededores de las estancias Cameron y El Trébol, en el borde del Gran

Bajo Oriental. Los restos, determinados por Bordas, corresponden a *Hapalops elongatus*, *Prozaedyus proximus*, *Proeutatus aenoforus*, *Stegotherium simplex*, *Theosodon lallemanti*, *Protypotherium praerutilum*, *Pr. australe* y *Neoremys australis*.

El mismo autor mencionó la presencia de *Adinotherium ovinum*, *Toatherium minusculum*, *Diadiaphorus majusculus*, *Proeutatus cf. robustus*, *Nesodon imbricatus*, *Toatherium sp.* y *Homalodotherium* en distintos afloramientos de la provincia de Santa Cruz. Tauber (1999; en Nullo y Combina, 2002) determinó numerosos niveles fosilíferos en afloramientos del sur de la provincia, con abundante fauna, entre los que se destacan anuros, aves, primates y roedores.

Al sur de la vecina Hoja El Pluma, de Barrio (1984) mencionó el hallazgo de un cráneo de *Peltecoelus sp.*, encontrado en los alrededores de la estancia La Marcelina, así como placas de coraza de Glyptodontidae, restos de *Nesodon sp.* y de *Astrapotherium sp.* en la estancia La Cañada.

#### Relaciones estratigráficas

La Formación Santa Cruz, debido a su extensa distribución regional, se apoya sobre distintas unidades según el área tratada.

En la Cuenca del Golfo San Jorge, Bellosi (1998) y Malumián (1999) señalaron un pasaje transicional entre esta formación y la infrayacente Formación Chenque. Este pasaje podría ser discordante en otras áreas, debido a la diferente paleogeografía. En las laderas del Gran Bajo Oriental no se observa este contacto por estar muy cubierto, aunque es muy probable que consista en discordancia erosiva o paraconcordancia sobre facies leonenses algo más antiguas que las de la Formación Chenque.

La Formación Santa Cruz está cubierta en discordancia erosiva por las gravas aterrazadas antiguas de la paleocorriente del Río Chico. Cobos y Panza (2001) señalaron también una relación de discordancia erosiva con los basaltos asignados al Mioceno-Plioceno (Basalto Cerro Tejedor).

#### Edad

Esta formación ha sido asignada al Mioceno inferior por su fauna característica de la Edad mamífero Santacruzense de Pascual *et al.* (1965). Posteriormente de Barrio (1984) mencionó una fauna de vertebrados asignada al piso *Astrapothericulense*, también de edad miocena inferior.

Tauber (1997b; en Nullo y Combina, 2002) mencionó que la fauna del miembro superior, Estancia

La Angelina, es más moderna que la de las biozonas del Miembro Estancia La Costa y pertenece a la edad Friasense del Mioceno medio.

Marshall *et al.* (1986; en Nullo y Combina, 2002) presentaron dataciones radimétricas con edades de  $15 \pm 1,8$  Ma y  $16 \pm 1,5$  Ma (Mioceno medio temprano – Mioceno inferior tardío, Langhiano - Burdigaliano).

En la vecina Hoja El Pluma, Cobos y Panza (2001) citaron dataciones radimétricas realizadas en la parte inferior y media de la Formación Pinturas, equivalente a la sección basal de la Formación Santa Cruz, que dieron como resultado edades comprendidas entre  $17,76 \pm 0,02$  y  $13,30 \pm 3,3$  millones de años.

Dada su enorme distribución areal y sus condiciones de depositación, es admisible una edad variable para la formación de acuerdo al lugar donde se halle. Para la zona de trabajo, el área norte de Santa Cruz extraandino, se considera la asignación de edad de Malumián (1999), Mioceno inferior alto a Mioceno medio temprano.

#### 2.2.3.1.2. Mioceno medio a superior

##### Gravas aluviales antiguas del río Chico (12)

*Gravas gruesas a muy gruesas*

#### Antecedentes

Hay una extensa bibliografía referida a los niveles agradacionales aterrazados, mantos de psefitas de distinto espesor y granulometría que se encuentran a lo largo y ancho de la Patagonia extraandina. Estos mantos, denominados complejivamente Rodados Patagónicos o Rodados Tehuelches, han sido atribuidos a distintas génesis y procesos de formación, desde glaciarios y glaciifluviales a marinos o de agradación pedemontana.

Actualmente se los considera producto de dos posibles génesis, ya sea como el depósito de antiguas planicies fluviales, con escaso o nulo encauzamiento, con significativo aporte de agua glaciario y material proveniente de los arcos morénicos en algunos casos, o como depósitos en planicies estructurales asociadas a la agradación pedemontana de los frentes resultantes de los últimos movimientos ándicos del Mioceno.

Beros *et al.* (1988), Lapidó y Pereyra (1999) y Panza (2002) realizaron una síntesis detallada de los numerosos antecedentes bibliográficos sobre este tema.

Beltramone y Meister (1993) realizaron un estudio de paleocorrientes en los rodados de las mesetas Pampa del Castillo, Malaspina y Montemayor, donde

se confirmaría la génesis fluvial de los mantos de gravas de estas tres mesetas. Ellos consideraron el nivel de Pampa del Castillo como el nivel, en tanto que los niveles de las mesetas de Malaspina y Montemayor son el resultado del “reciclaje de las psefitas del nivel anterior”.

#### *Distribución areal*

Coronan la meseta denominada Pampa del Castillo, que se extiende desde poco al noroeste de la localidad de Las Heras, en sentido noreste hasta traspasar el límite con la provincia del Chubut. En planta tiene una forma triangular, con su vértice agudo apuntando al sudoeste y ensanchándose al nordeste.

Está disectada en su porción inferior por el cañadón Salado, una depresión panda que corre a lo largo del eje central de la pampa.

Los depósitos de gravas forman un rosario de cerros y mesetones bordeando este cañadón, como el cerro del Doce Grande y las mesetas del Cerón Chico y del Catorce. Recién al norte y este de la estancia El Escorial se transforma en una planicie irregular profundamente disectada, que se ensancha hasta alcanzar su máxima amplitud poco al norte del límite provincial, ya en territorio de la provincia del Chubut.

#### *Litología y ambiente de depositación*

Tienen espesores que superan los veinte metros de potencia, con tamaño medio de rodados superior a los diez centímetros. La textura predominante es clasto sostén, con clastos muy bien redondeados, con menos del 5% de matriz, que suele ser arenosa gruesa. Los clastos están imbricados, indicando el sentido de la paleocorriente, de sudoeste a nordeste. Su parte superior (cinco a seis metros) está generalmente cementada con carbonato de calcio. No se observan estructuras de corriente debido principalmente al tamaño de los clastos y a la casi inexistencia de matriz.

La litología de los clastos es predominantemente de vulcanitas, con algunas plutonitas (pero menos del 30 %). Se depositaron en un medio dispersante ácuo de alta energía, con variaciones en el sistema de flujo durante el ciclo de sedimentación y en un ambiente de planicies abiertas sin un encauzamiento determinado o predominante.

Según Beltramone y Meister (1993), en la región de Pampa del Castillo los diagramas de petrofábrica muestran una distribución periférica de simetría monoclinica. La dirección de corriente media es de 83°

con una moda de 70° y valores de buzamiento que varían entre 5° y 45° con una media de 22 grados.

#### *Edad*

La edad de los denominados Rodados Patagónicos fue considerada generalmente como pliocena o pleistocena por la mayor parte de los trabajos antiguos. Posteriormente se comenzó a discriminar las edades, su vinculación o no con *drift* glaciares y sus relaciones estratigráficas con vulcanitas datadas radiométricamente, que proporcionaron mayor certeza.

En el caso de las extensas paleocorrientes como la que nos ocupa, es evidente que la edad fue variando, haciéndose más joven en dirección nordeste, por pulsos o retrabajo del nivel inicial.

La Pampa del Castillo tiene una génesis muy antigua y su levantamiento correspondería a las etapas finales de la fase Quéchuica, hace diez millones de años (límite Serravalliano - Tortoniano a Tortoniano bajo) y la depositación de las gravas de la paleocorriente del río Chico habría comenzado poco antes de esa época, por lo que se considera en este trabajo una edad del Mioceno medio alto (Serravalliano) para estos depósitos. Una vez levantada la Pampa del Castillo, los depósitos de los niveles siguientes, fruto del retrabajo y transporte de gravas hacia el nordeste, son más jóvenes en esa dirección hacia el río Chubut.

#### **Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco (Nivel D) (13)**

*Gravas gruesas a medianas, areniscas gruesas a conglomerádicas, limos*

#### *Distribución areal y litología*

Producidos los movimientos de la fase Quéchuica, que elevaron la planicie de rodados de la Pampa del Castillo, comenzó a desarrollarse, a expensas de ésta hacia el este, un amplio nivel de pedimento de flanco litoral. Este nivel fue interrumpido por posteriores ascensos continentales, sumado a las variaciones del nivel del mar, quedando “congelado” el material de gravas en tránsito sobre la superficie de pedimentación.

Constituyen la parte superior de las lomadas, con afloramientos de la Formación Monte León en sus laderas, que bajan de los flancos oeste y norte del Gran Bajo Oriental y las elevaciones similares del cierre oriental de dicho bajo.

Las elevaciones más conspicuas son el cordón de La Escondida y el cerro El Matuasto, en el suroeste del bajo. Siguiendo hacia el nordeste, hay otras en

las cercanías de las estancias El Trébol, La Matilde, El Escorial y El Estruendo. En el borde oriental se pueden mencionar en los alrededores de las estancias Aurora, El Pibe, Santa María y al norte y sur de la estancia Cortaberry.

Como estos depósitos se produjeron a expensas de la erosión de las gravas de la Pampa del Castillo, su litología es muy similar. Sólo se aprecia un menor tamaño promedio en los rodados y un incremento en la matriz. En líneas generales su textura sigue siendo clastosostén, aunque no se observa ya la imbricación de los clastos. Se encuentran cementados por carbonato de calcio que ha circulado posteriormente, aunque en una proporción mucho menor que en el material original.

#### *Edad*

Es muy difícil establecer con certeza edades en estos depósitos de gravas, pero teniendo en cuenta que comenzaron a desarrollarse a partir del levantamiento de la Pampa del Castillo hace unos diez millones de años (Fase Quéchuica) y que constituyeron el elemento positivo que marginó al paleorío del Lago Buenos Aires – Meseta Espinosa, a la que se le asigna una edad tentativa del Plioceno inferior, se considera una edad miocena superior alta para los depósitos aquí tratados.

### 2.2.3.2. Plioceno

#### 2.2.3.2.1. Plioceno inferior

#### **Gravas aluviales antiguas del paleocauce Lago Buenos Aires-Meseta Espinosa (14)**

*Conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas gruesas a conglomerádicas*

#### *Antecedentes*

Con las mismas consideraciones sobre los antecedentes de las Gravas aluviales antiguas del río Chico, los trabajos de Roll (1938), Feruglio (1949-1950), Fidalgo y Riggi (1970), De Giusto *et al.* (1982), Palma (1986), Beros *et al.* (1988), Cobos y Panza (2001) y Panza (2002) se refirieron a los depósitos de gravas que constituyen los niveles aterrizados vinculados al río Deseado.

Feruglio (1949-1950) fue quien realizó la primera división de estos niveles, denominándolos Nivel de la Meseta Espinosa, Nivel de La Angostura-Cerro Alonso y Nivel de Koluel Kaike.

Beros *et al.* (1988) separaron los niveles de acuerdo con su morfología en relación a la traza

del río, llamando conjunto interno del río Deseado a aquellos que se desarrollaron a expensas de la migración lateral de los meandros, y conjunto externo del río Deseado a los que aparecen desconectados con la traza actual del valle del río.

En este trabajo se prefirió separar los depósitos correspondientes a este nivel, vinculado al comienzo del desarrollo de la planicie labrada por el río, de los posteriores, denominados genéricamente depósitos de terrazas fluviales del río Deseado, vinculados a la acción directa del río sobre la planicie original y relacionados también, según Beros *et al.* (1988), con distintos *drifts* glaciares del lago Buenos Aires. Esta separación obedece a que su morfología y litología dominante es similar a la de otras grandes paleocorrientes de rodados en planicies con nulo o escaso encauzamiento.

Los depósitos aquí agrupados son los antiguamente denominados por Feruglio (1949-1950) Nivel de la Meseta Espinosa o Cordón Alto y equivalen al Nivel I de Panza (2002) y a los Niveles I y II de Cobos y Panza (2001)

#### *Distribución areal*

Se ubican en la parte más alta de la amplia planicie conocida como meseta Espinosa. La disección ha afectado la continuidad de este nivel, por lo que está representado por porciones relícticas, separadas generalmente por los niveles más jóvenes. En el área de estudio encontramos tres sectores de afloramientos:

1. Nordeste de la meseta Espinosa: este sector, de forma triangular, limita al norte con el Gran Bajo Oriental, al este con los niveles de pedimentación que descienden hasta la costa y al sur con la denominada Terraza I del río Deseado. Es el de mayor extensión areal y es el antiguamente llamado El Cordón por Feruglio (1949-1950).
2. Franja situada al sur de la localidad de Las Heras: es una angosta faja, de no más de 10 km de ancho en su mayor amplitud, extendida desde el límite occidental de la Hoja, entre Las Heras y los afloramientos del Cretácico de la zona del cerro Romberg, a lo largo de unos 40 km, hasta la ubicación de la planta industrial de Bidas. Está separada de la anterior por los depósitos fluviales aterrizados del nivel I del río Deseado.
3. Sector ubicado al noroeste de la localidad de Las Heras: es una pequeña cuña que proviene desde el oeste, separada de la faja ubicada al sur y del sector nororiental, por la misma terraza del río.

### Litología

La litología predominante es de conglomerados gruesos, con escasa matriz y clastos subredondeados de no más de 15 cm, aunque el tamaño más común está entre 5 y 10 cm; generalmente son prolados y en ocasiones se presentan levemente imbricados. La estructura predominante es grano-sostén, aunque puede ser matriz-sostén. La matriz no supera el 5 a 10 % en los conglomerados, es predominantemente arenosa gruesa, con escasa presencia de limos (Beros *et al.*, 1988).

La composición de los clastos se caracteriza por la predominancia de vulcanitas y la escasa presencia de plutonitas y rocas sedimentarias. La matriz tiene una composición similar y en sus tramos superiores presenta la característica cementación por carbonato de calcio, resultado de procesos edáficos posteriores.

El tamaño de los clastos dificulta la observación de estructuras. Generalmente suelen ser bancos de techo plano y base cóncava, macizos o con estructuras groseramente definidas en barras y canales. Lateralmente pueden tener cierres lenticulares, pero con relación AP alta a muy alta. Beros *et al.* (1988) denominaron esta facies Conglomerados masivos o pobremente estratificados (Gm) y la consideraron producida por flujos en masa subaéreos, con un tramo basal imbricado con base canalizada correspondiente a un *turbulent stream flood* y un tramo superior en contacto no erosivo correspondiente a un *surging debris flow*. La imbricación es coherente con una dirección este - sudeste. Los bancos pueden ser granodecrecientes.

La variación lateral es muy marcada, pasando de conglomerados macizos a trenes de barras superpuestas e incluso alguna intercalación lenticular arenosa en los senos de los canales. Beros *et al.* (1988) mencionaron una superposición de secuencias de unidades con las distintas facies identificadas, pero es muy difícil determinar la continuidad lateral de estas secuencias, en particular tomando en cuenta la distribución areal y la discontinuidad de los afloramientos.

El espesor es difícil de estimar, ya que sólo se observa la parte superior sobresaliendo unas decenas de metros de los niveles más jóvenes, pero es probable que pueda alcanzar los cincuenta metros.

### Edad

La edad de estos depósitos es aún motivo de controversia. Beros *et al.* (1988) correlacionaron este nivel con el *Drift* El Pluma del lago Buenos Aires, al que le dieron una edad de 3,6 Ma (límite

Zancliano – Piacenziano, Plioceno medio) por correlación estratigráfica con un *drift* similar en el lago Belgrano, intercalado entre basaltos datados con edades de 3,4 y 3,7 millones de años. Cobos y Panza (2001), por su parte, le asignaron una edad algo más antigua, pliocena inferior, a sus equivalentes Terrazas I y II. Panza (2002) mencionó las dataciones realizadas por Gorrington *et al.* (1997) de los basaltos de los cerros Mojón y Negro (5 Ma), los que, según su apreciación, cubrirían los niveles II y III de las terrazas descritas en dicha síntesis, lo que llevaría a estos tres primeros niveles al Mioceno superior más alto.

En este trabajo se considera el carácter morfológico de los depósitos, su probable génesis como planicie abierta con escaso o nulo encauzamiento y la evidencia de que estuvieron limitados al norte por un elemento positivo, en este caso el primer nivel de depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco que bajaba de la Pampa del Castillo hacia al este antes del labrado del Gran Bajo Oriental.

Si se considera que la elevación de esta meseta alta comenzó con los movimientos posteriores a la Fase Quéchuica al comienzo del Mioceno superior hace 10 Ma, es probable que el depósito de las gravas del paleocauce Lago Buenos Aires – Meseta Espinosa ocurriera hacia el Plioceno inferior bajo, coincidiendo con lo planteado por Cobos y Panza (2001) en la vecina Hoja El Pluma.

### Depósitos fluviales antiguos del cañadón Salado (15)

*Gravas medianas a gruesas, arenas conglomerádicas y arenas consolidadas*

Son depósitos aterrizados que corresponden a la continuación oriental del denominado por Cobos y Panza (2001) Nivel II de terrazas del cañadón Salado. Representa un paleocauce del cañadón abandonado durante el mismo Plioceno, por elevación isostática o descenso del nivel del mar.

Este paleocauce tiene un perfil transversal pando con una actual pendiente hacia su zona central que actúa como una mini-cuenca cerrada, con lagunas y barreales en su interior, lo que contribuyó a desdibujar el conjunto aterrizado.

La litología es predominantemente de gravas medianas, con bancos más gruesos y lentes de areniscas conglomerádicas o areniscas gruesas. La estructura de barras y canales es muy grosera y difícil de delimitar, observándose principalmente cuando lentes de areniscas marcan los fondos de los canales.

La edad de estos depósitos es de difícil determinación, aunque, en coincidencia con Cobos y Panza (2001) y Panza (2002), se los asigna al Plioceno inferior.

#### 2.2.3.2.2. Plioceno superior

##### **Depósitos fluviales antiguos del río Deseado-Nivel I (16)**

*Gravas medianas a gruesas, gravas arenosas y arenas consolidadas*

##### *Antecedentes*

Equivalen a la llamada Terraza II (del conjunto externo) del río Deseado de Beros *et al.* (1988), a los depósitos de la Terraza III de Cobos y Panza (2001) y a los de la Terraza II de Panza (2002).

##### *Distribución areal y litología*

Constituyen la parte principal del cuerpo de la denominada meseta Espinosa, tanto al norte como al sur del río Deseado.

Al norte de este río tiene la particularidad de presentarse como un paleovalle entre los remanentes de erosión del nivel de rodados del paleorío Lago Buenos Aires – Meseta Espinosa (Beros *et al.*, 1988). Se desarrolla como una amplia faja, ensanchada hacia el este y el sudeste, hasta alcanzar el borde oriental de la meseta, limitando con el océano Atlántico y extendiéndose hacia el sur fuera de las Hojas. Al sur del río Deseado conforma la superficie de la meseta, entre los afloramientos del Grupo Chubut al sudoeste y el conjunto interno de terrazas del río Deseado. El punto de dispersión estaría cerca de la localidad de Pico Truncado.

Hay un notable control estructural en el diseño del paleodrenaje y de los rasgos del contorno del nivel.

La litología consiste en conglomerados de rodados clasto-sostén, con grosera estructura de barras y canales, con intercalaciones de areniscas conglomerádicas en forma de lentes en los fondos de los canales. El tamaño promedio de los rodados, de forma predominantemente prolada, no supera los cinco centímetros en su eje mayor.

Esta litología varía entre el sector encauzado, punto de dispersión y zona distal. En el primer sector, al oeste de Pico Truncado, hay mayor participación de arenas y estructuras en artesa y secuencias que suelen ser granodecipientes. En el punto de dispersión hay una llamativa participación de facies de *fluidal sediment flow* y *surging debris flow* junto con las de *stream flow*. Los espesores aumentan y se reduce la pendiente.

En la zona distal hay mayor presencia de lentes de areniscas interestratificadas con las gravas, con aparición de paleosuelos y ceniza volcánica

##### *Edad*

Los depósitos, desafectados del sistema de terrazas del diseño actual del río, se consideran, de acuerdo con lo expresado por Cobos y Panza (2001), de una edad pliocena superior.

Panza (2002) mencionó que el basalto del cerro Negro, ubicado al norte de la Hoja Monumento Bosque Petrificado (poco al sur del límite con la hoja en estudio) cubre los niveles II y III descriptos en su trabajo. Este basalto fue datado por Gorrington *et al.* (1997) con una edad de 5 Ma, por lo que el nivel tratado aquí y el siguiente tendrían una edad mínima del Mioceno superior alto. Observaciones de campo realizadas en 2003 durante el levantamiento de campo permitieron determinar que el basalto se apoya sobre las tobas de la Formación Río Chico en un nivel topográfico unos 30 m inferior al del tope de esta terraza y que ésta está adosada al cuerpo del cerro, cubierta sólo por material basáltico deslizado.

##### **Formación Caleta Paula (17)**

*Conglomerados con fragmentos de conchillas; areniscas conglomerádicas coquinoideas; lentes de areniscas gruesas y medianas*

##### *Antecedentes*

No hay menciones para el área de estudio de estos conglomerados marinos, que quedan expuestos con la marea baja como bloques relícticos sobre la restinga.

Depósitos de similar litología y posición estratigráfica que los aquí descriptos, situados en la zona costera de San Antoni Oeste, en la provincia de Río Negro, fueron denominados Formación Baliza San Matías por Porro y Fidalgo (1981), criterio al que adhirieron Martínez *et al.* (2001).

Posteriormente, Martínez (2005), en la Hoja 4366-IV Rawson, provincia del Chubut, describió sedimentitas similares en la playa frente a Isla Escondida, asignándolas al Pleistoceno inferior, por considerarlas más antiguas que los depósitos de cordones litorales del cerro Unión.

##### *Litología y distribución areal*

Afloran sobre la restinga, en forma de bloques aislados, principalmente poco al sur del puerto de Caleta Paula, frente a las instalaciones del CADACE. Personal de este centro de actividades deportivas y

científicas mencionó a los autores haber encontrado, en trabajos de buceo, tres niveles más de estos conglomerados, sumergidos hasta los 20 m de profundidad. Otros afloramientos de estos bloques se ubican en la restinga entre los 46° 15' de latitud sur y la punta norte de Caleta Olivia.

Los depósitos son conglomerados bien consolidados, de rodados de pequeño tamaño, no más de dos o tres centímetros, con clastos de conchillas fracturados, generalmente en dos o tres pedazos, y lentes de areniscas gruesas, donde las conchillas trituradas actúan como clastos. No se alcanzan a observar estructuras, dado lo escaso y fragmentado del material. En las unidades similares aflorantes en la zona de San Antonio Oeste se observaron groseras estructuras de corriente con artesas de gran amplitud.

#### *Relaciones estratigráficas y edad*

Se apoyan sobre las sedimentitas de la Formación Monte León que forman la restinga en estas localidades, y no tienen relación estratigráfica con ninguna otra unidad.

Considerando que se formaron a expensas de los materiales provenientes de la erosión de la meseta Espinosa, junto con cordones litorales antiguos no preservados, y teniendo en cuenta también su gran consolidación y las características de este evento de nivel regional a gran escala (ya que se los localizaría a lo largo de toda la costa patagónica), se les asigna en este trabajo una edad pliocena superior con dudas.

#### **Depósitos fluviales antiguos del río Deseado-Nivel II (18)**

*Gravas medianas, gravas arenosas y arenas poco consolidadas*

#### *Antecedentes*

Estos depósitos corresponden a los denominados Terraza III por Beros *et al.* (1988), depósitos de la Terraza IV de Cobos y Panza (2001) y depósitos de la Terraza III de Panza (2002).

#### *Distribución areal y litología*

Están distribuidos a lo largo del río Deseado, con mayor desarrollo areal en la margen norte; para Beros *et al.* (1988), forman parte de su conjunto externo, pero en esta contribución se considera evidente que son parte de la traza actual del valle del río, por lo que deberían integrarse al conjunto interno de depósitos fluviales aterrizados.

Tienen un desarrollo morfológico y litológico parecido al del nivel anterior, con mayor participación de areniscas y un menor tamaño promedio en las gravas. Es marcada la diferente litificación con el nivel anteriormente descrito, ya que aquí la mayor parte del depósito es inconsolidado.

La zona encauzada se encuentra desde el sur de Pico Truncado al oeste, con predominio de las facies de *stream flow* y *fluidal sediment flow*. Las estructuras en artesas y los lentes arenosos son más abundantes y mejor definidos. La zona de dispersión o media se encuentra a la altura de Jaramillo, ya fuera de las Hojas (Beros *et al.*, 1988).

#### *Edad*

Resulta muy difícil ajustar una edad para estos depósitos. Sin embargo, siguiendo las correlaciones con la vecina Hoja El Pluma, se estima una edad del Plioceno superior para esta unidad.

### 2.2.4. CUATERNARIO

#### 2.2.4.1. Pleistoceno

#### **Depósitos fluviales antiguos del río Deseado-Nivel III (19)**

*Gravas medianas, arenas gruesas y medianas, limos*

Acompañan el diseño actual del valle del río Deseado. Forman parte del denominado conjunto interno por Beros *et al.* (1988). Se los encuentra a todo lo largo del río sin predominancia clara en cuanto a la distribución areal entre las márgenes norte y sur.

Están formados por bancos lenticulares de gravas medianas, arenas gruesas y medianas, con estructuras en artesa, barras y canales (facies de *stream flow* y de canales). La presencia de limos es importante.

Se apoyan sobre diferentes unidades, desde el Grupo Chubut hasta la Formación Río Chico.

La edad asignada en este trabajo a estos depósitos es del Pleistoceno inferior, hasta quizás el Pleistoceno medio.

#### **Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco-Nivel II (20)**

*Gravas medianas consolidadas a poco consolidadas, arenas gruesas a medianas*

La erosión, a partir de su zona central, de la enorme superficie inclinada del pedimento de flanco litoral que descendía desde la Pampa del Castillo

hacia el mar, provocó la formación de la depresión actualmente conocida como Gran Bajo Oriental.

Al desarrollarse este bajo comenzaron a formarse nuevos niveles de pedimentos, que disectaron el nivel anterior conformando la ladera sur del bajo.

Posteriormente al labrado del bajo, el ascenso continental permanente durante el Pleistoceno provocó que los depósitos en tránsito sobre esos nuevos planos de pedimentación quedaran congelados, conformando la zona entre las lomadas relicticas del Nivel I en las laderas oeste y norte del bajo y la parte superior de la ladera sur del bajo y este de la meseta Espinosa. También forman la parte cuspidal de los montes aislados situados en la zona central del bajo, como la meseta Bustillo.

La litología de estos depósitos es similar a la del nivel precedente, pudiéndose observar un incremento en la matriz areno-limosa del depósito.

### **Depósitos de cordones litorales marinos-Nivel I (21)**

*Conglomerados finos, areniscas gruesas, medianas y finas*

Están localizados cerca de la costa, al norte de Caleta Olivia, aproximadamente a la latitud de 46° 15' y a una altura de unos 35 m sobre el nivel del mar (Fig. 13). Representan un nivel de mar alto ocurrido

hace cerca de 30.000 años, según lo estimado por Quintón Piegas (1995).

Litológicamente son conglomerados finos, areniscas gruesas y lentes de areniscas más finas, con bioclastos de conchillas. Los espesores aflorantes no superan el metro y su extensión areal no es muy continua, lo que dificulta la observación de la geometría del cuerpo.

Ante la falta de evidencias y la imposibilidad de correlacionarlos con otros depósitos similares, se acepta en este trabajo la edad de 30.000 años propuesta por Quintón Piegas (1995).

### **Depósitos fluviales antiguos del río Senguerr (22)**

*Gravas medianas, arenas medianas a finas*

Se corresponden con los depósitos que Cobos y Panza (2001) denominaron Nivel V de terrazas del río Senguerr. Según estos autores, este nivel tiene mayor desarrollo en la margen izquierda del paleo-cauce, con una pendiente regional al este.

Litológicamente están constituidos por gravas medianas, con matriz de arenas medianas a finas, con escasa consolidación.

Cobos y Panza (2001) y Panza (2002) asignaron este nivel aterrazado al Pleistoceno inferior, criterio que se comparte.



Figura 13. Cordones litorales del Nivel I y paleoalbufera asociada.

### **Depósitos fluviales antiguos del río Deseado-Nivel IV (23)**

*Gravas finas no consolidadas, arenas y limos*

Son gravas finas inconsolidadas, arenas y limos. Se las localiza al sur de Pico Truncado, conformando una delgada faja adosada al nivel fluvial antiguo aterrazado anterior. Los espesores no son importantes, promediando el metro, aunque Beros *et al.* (1988) mencionaron espesores superiores a los dos metros.

Estos autores han diferenciado por lo menos tres órdenes de canales y barras, lo que constituiría un modelo multicanal (*highly braided*).

La edad de formación de estos depósitos aterrazados sería pleistocena superior.

#### 2.2.4.2. Holoceno

### **Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco-Nivel III (24)**

*Gravas finas, arenas medianas a finas, limos*

Se agrupan aquí los depósitos que cubren las superficies de pedimentación desarrolladas en la etapa final de formación del paisaje. Se ubican entre los relictos de los niveles anteriores y conforman la parte baja de las laderas del Gran Bajo Oriental y de la ladera oriental de la meseta Espinosa.

Las gravas son finas y los limos son abundantes; el material es totalmente inconsolidado.

### **Depósitos aluviales sobre pedimentos de flanco del Valle Hermoso (25)**

*Gravas y arenas no consolidadas, limos*

Se desarrollan sobre niveles de pedimentación labrados en el flanco oeste de la Pampa del Castillo, hacia el Valle Hermoso. Tienen características litológicas y morfológicas muy similares a las de los depósitos aluviales que cubren al Nivel III de pedimentos de flanco, pero al hallarse aislados de éstos y vinculados con unidades morfológicas diferentes, se los separa, en espera de un trabajo estratigráfico y geomorfológico de detalle que establezca la verdadera afinidad de los niveles aquí tratados y sus edades relativas.

### **Depósitos de cordones litorales marinos-Nivel II (26)**

*Gravas y arenas gruesas no consolidadas, fragmentos de conchillas sueltos como bioclastos*

Constituyen el sustrato de la ruta nacional 3 al norte de la localidad de Caleta Olivia en Santa Cruz hasta la zona de punta Maqueda, cerca ya del límite con la provincia del Chubut. Están ubicados entre diez y quince metros sobre el nivel del mar y tendrían una edad de tres a seis mil años de antigüedad según Quintón Piegas (1995).

Son gravas gruesas, con conchillas fracturadas, pero no molidas, como bioclastos. El tamaño promedio de los rodados es de cinco centímetros. El espesor del cordón no supera los tres metros en el lugar de mayor desarrollo. En algunos sitios está edafizada la superficie superior.

### **Depósitos fluviales antiguos del río Deseado-Nivel V (27)**

*Gravas finas, arenas medianas a finas y limos sueltos*

Se los encuentra en el tramo sur del río Deseado, adosados a los niveles de terrazas más viejas o formando afloramientos que sobresalen no más de medio metro de la planicie aluvial actual del río. Su espesor no supera el metro en los lugares más desarrollados.

### **Depósitos coluviales (28)**

*Gravas finas, arenas medianas a finas y limos no consolidados*

Son depósitos de gravas, arenas y limos que cubren las pendientes en el Gran Bajo Oriental, las pendientes litorales situadas al norte de Caleta Olivia y al este de la meseta Espinosa, y forman algunos conos aluviales en las barrancas del río Deseado.

### **Depósitos aluviales (29)**

*Gravas finas. Arenas medianas a finas, limos y arcillas no consolidados*

Corresponden a gravas finas, arenas medianas a finas, limos y arcillas inconsolidados que cubren los fondos de cañadones y cursos intermitentes, en

su mayoría centrípetos hacia pequeñas lagunas o bajos. Se incluyen aquí los depósitos de la planicie aluvial actual del río Deseado. Esta planicie, de un ancho desproporcionado con relación al tamaño y caudal del cauce actual del río, presenta numerosos canales secundarios, con corrientes temporarias en épocas de mayor flujo de agua, pero que aparentan estar definitivamente abandonados debido a la disminución generalizada del caudal del río Deseado.

### Depósitos de bajos y lagunas (30)

*Limos y arcillas, en parte salinizados*

Son limos y arcillas, que pueden estar salinizados (barreales) depositados en los fondos de las lagunas y bajos que recogen el drenaje centrípeto de las lomadas circundantes.

Se hallan en tres sectores principales. En la parte más deprimida del Gran Bajo Oriental existen lagunas temporarias y depresiones, cubiertas por este material pélico. La de mayor superficie es la laguna del Gran Bajo Oriental; al este de ésta y de la meseta Bustillo hay otras de menor tamaño.

Otro sitio es el sector oeste de la meseta Espinosa, particularmente en el este y sur de la laguna Sirven y al norte y noreste del cerro Romberg. Poco al norte de la localidad de Pico Truncado se encuentra una salina que se explota por sulfato de sodio.

El tercer sector es la depresión central de la Pampa del Castillo, donde se ubican una serie de bajos y lagunas alineadas a lo largo de este megapaleocauce.

### Depósitos eólicos (31)

*Arenas finas y limos sueltos*

Son arenas y limos sueltos que se disponen como pequeñas lomadas de no más de un metro de altura que conforman una franja elongada en sentido noroeste – sudeste ubicada entre la laguna Sirven y el cerro Ochenta y Uno, en el sector suroeste de la Hoja.

Están apoyados sobre el Nivel I de los depósitos fluviales antiguos del río Deseado. Sobre este mismo nivel, hacia el este, hay otros depósitos eólicos de superficie no mapeable.

### Depósitos de deslizamientos (32)

*Bloques, escombros y material mediano a fino suelto*

Se los encuentra mayormente rodeando las mesetas basálticas, sobre todo aquellas que corres-

ponden a los intrusivos básicos eoceno – oligocenos en el ambiente del Grupo Chubut.

El sitio más conspicuo es el cerro Ochenta y Uno, donde se pueden distinguir por lo menos ocho coronas de deslizamientos rodeando el cerro. Otros depósitos de este tipo están situados en los cerros Romberg, Silva y Sirven y otros menores ubicados al oeste y al sur de la laguna Sirven.

Son deslizamientos gravitatorios sobre una superficie de patinaje, provocados por el peso de la cubierta volcánica dispuesta sobre un sustrato tobáceo arcilloso. Los bloques se presentan apenas rotados en su mayoría, particularmente los de mayor tamaño que pueden tener más de veinte metros de longitud.

## 3. ESTRUCTURA

La estructura de las Hojas 4769-II Colonia Las Heras y 4766-I Bahía Lángara no tiene una expresión superficial destacada. Sólo algunos rasgos lineales vinculados con los elementos estructurales de la cuenca del Golfo San Jorge, principalmente fallamiento, y algunas fallas de pequeño rechazo, son visibles en las imágenes satelitales y las fotografías aéreas.

### Evolución tectónica

La evolución tectónica de la cuenca del Golfo San Jorge ha sido objeto de un profundo estudio debido a su importancia económica y a la gran cantidad de datos generados por la exploración petrolera.

Los registros más antiguos corresponden a depocentros del Carbonífero – Pérmico, con un arrumbamiento NNO-SSE y una génesis trastensional vinculada con la evolución del margen pacífico (Forsythe, 1982; en Chelotti, 1997). Urien (1996) propuso un estilo *basin and range* para estas fosas.

Las condiciones trastensivas se habrían prolongado en el Pérmico-Triásico con la intrusión de masas graníticas, como las halladas en el subsuelo de la sierra de San Bernardo (Lesta y Ferello, 1972).

Con una geometría uniforme para la cuenca hasta el Jurásico medio, se produjo el estadio de *rift* precursor de la apertura atlántica con la extrusión del Complejo Volcánico Sinrift (Barcat *et al.*, 1989).

La fase diastrófica Intramálmica produjo un fuerte desplazamiento de este complejo volcánico piroclástico. Estos movimientos, con una fuerte componente trastensional generada a lo largo de zonas de cizallamiento regional con orientación ONO-ESE, están vinculados con la desactivación del *rifting*

eo mesozoico provocado por la definición del eje de deriva en la apertura atlántica (Uliana y Legarreta, 1999; Chelotti, 1997). Generaron una geometría de bloques elevados y fosas asimétricas con rumbo ONO, ocupadas posteriormente por las sedimentitas de *rift* tardío en el Tithoniano – Neocomiano (Grupo Las Heras). Lineamientos reconocidos en las líneas sísmicas de rumbo N-S o NE-SO (por ejemplo, en estancia Cameron) han actuado como fallas transcurrentes con transferencia de rechazo de distintos trenes de fallas extensionales, predisponiendo la generación de rasgos geomorfológicos importantes como el lineamiento del río Chico. Por último, la fase Intravalanginiana separó las dos formaciones del citado grupo.

La aceleración de la placa de Nazca provocó la Fase Patagónica inicial en el Hauteriviano, con un importante evento erosivo (Barcat *et al.*, 1989) entre el Neocomiano y el estadio de *sag* temprano subsecuente, expresado por las facies sedimentarias cretácicas de la Formación Pozo D-129 con un incremento en las curvas de subsidencia. La fase Patagónica intermedia, hace unos 110 Ma (Barcat *et al.*, 1989) puso fin a este estadio. El depocentro de la Formación Pozo D-129, controlado por las antiguas fracturas del *rift* jurásico y por nuevas fallas ONO-ESE, quedó confinado al flanco sur de la cuenca.

Durante el Albiano comenzó una nueva fase extensional (probablemente trastensiva) con figuras de sobrerrotación (*rollover*) sobre las mismas fallas que controlaron la depositación de la Formación Pozo D-129. Se extendió hasta el Coniaciano, con la depositación de la etapa de *sag* tardío (Formaciones Castillo y miembro inferior de Bajo Barreal), aunque su máxima actividad comprende desde la sección media de Castillo hasta la sección tobácea basal del miembro inferior de Bajo Barreal (Chelotti, 1997).

Esta subsidencia coteja con un incremento de la deriva atlántica y un episodio global de dispersión rápida (Fitzgerald *et al.*, 1990; Dietmar Muller, 1995; Larson y Pitman, 1972; en Chelotti, 1997).

Cabe aquí mencionar tres consideraciones de Chelotti (1997) sobre el porqué de la ubicación de la cuenca intracratónica y su fuerte subsidencia postjurásica.

- a. La cuenca mostraba ya orientaciones ESE para las fosas jurásicas.
- b. La intersección de los antiguos lineamientos pérmico-jurásicos con las nuevas fracturas atlánticas.
- c. La ruptura jurásica fue mayor aquí que al norte o al sur, por lo que fue también mayor la subsidencia posterior por enfriamiento.

Los movimientos Patagónicos Principales, en el Coniaciano (hace aproximadamente unos 90 Ma) pusieron fin a esta etapa estableciendo el hiato que separa la secuencia Castillo – Miembro inferior de Bajo Barreal del Miembro superior de Bajo Barreal – Laguna Palacios (Barcat *et al.*, 1989). Esta secuencia, controlada por fallamiento sinsedimentario y por cambios en el nivel de base en un sistema deposicional fluvial efímero (Uliana y Legarreta, 1999), no sería más joven que Santoniano, por lo que indica la polaridad de sus rocas (Somoza *et al.*, 1996).

La fase Larámica provocaría un aumento en la velocidad de subsidencia en la cuenca (Nocioni, 1993) para el Maastrichtiano – Daniano, dando lugar a la ingesión del mar salamanquense. Chelotti (1997) describió la situación de tectónica global para el momento con la modificación de la geometría de las placas vinculada con la rotación levógira de Sudamérica y movimientos sobre las transformantes suratlánticas. Las evidencias de la relación entre la ingesión y el tectonismo se explicaría como causa de una tensión de fractura intraplaca (Fitzgerald *et al.*, 1990; en Chelotti, 1997), con facies efusivas pre-salamanquenses (Ferello, 1969) en tiempos que no hubo ascensos significativos del nivel del mar (Haq *et al.*, 1987).

Barcat *et al.* (1989) propusieron una generación de estructuras compresivas desde la fase Patagónica Intermedia, acentuándose en la Principal, acorde con Sciutto (1981), que asignó al interregno entre el Chubutiano y su suprayacente el plegamiento de la sierra de San Bernardo. Pero Chelotti (1997) señaló que la sierra era ya un alto en la época de depositación de la Formación Pozo D-129 y que su génesis debe buscarse en la conformación de la cuenca original. Homovc *et al.* (1995) sostuvieron que las fases cretácicas del diastrofismo ándico sólo provocaron levantamiento regional y erosión en la cuenca del Golfo, y que la erosión disarmónica en la sierra de San Bernardo se explicaría con fallamiento normal a trastensivo, con efectos transpresivos localizados. Por último, Chelotti (1997) señaló que los espesores de la Formación Salamanca se reducen gradualmente, acomodándose a la paleogeografía de la cuenca, sin ser influenciados por las estructuras compresivas, por lo que el diastrofismo larámico no habría producido acortamiento en ella.

Luego de un hiato inducido por una brusca caída del nivel del mar (Haq *et al.*, 1987) se produciría un nuevo evento distensivo acompañado por la efusión de los basaltos del Eoceno medio (45 y 46 Ma) vinculados, según Chelotti (1997), con el Basalto

Posadas (45-48 Ma), que precedieron la deformación compresiva Incaica y la actividad ígnea cordillerana generadora de las tobas de la Formación Sarmiento (Mazzoni, 1985).

A principios del Oligoceno, una subsidencia correlacionada con el aumento de la tasa de expansión del piso atlántico provocó un vulcanismo efusivo e intrusivo post-Sarmientense y pre-Patagoniense (Ferello, 1969; Pezutti y Villar, 1978; Chelotti *et al.*, 1996). Chelotti (1997) postuló la existencia de alguna perturbación astenosférica, coetánea con la inestabilidad térmica del manto, que originó la meseta de Somún Curá (Ardolino y Franchi, 1993). Las edades de este vulcanismo, con un inequívoco emplazamiento pre-Patagoniense (Chelotti *et al.*, 1996), indican que el combamiento anticlinal generado por estas intrusiones no afectó al Patagoniense y que en todos los pozos y sísmica éste suprayace a los filones, lacolitos, diques y mantos cónicos generados por el evento ígneo). Van desde los 36 Ma (Marshall *et al.*, 1977) hasta los 24 Ma en los sectores más profundos de la cuenca.

Sendas caídas del nivel del mar a los 21 y a los 16 Ma marcaron los finales de la ingresión Leonense y Superpatagoniense (en el ámbito de la hoja se encuentran las facies continentales coetáneas de la Formación Santa Cruz, con edades que se sitúan entre los 18 y 15 Ma).

Esta unidad es la evidencia sedimentaria del alzamiento del macizo andino al oeste, producido durante la fase Quéchuica.

Es en este momento que tuvo lugar una fase de inversión tectónica en la cuenca, con estructuras compresivas y transpresivas generadas a partir de lineamientos favorablemente orientados, que controlaron la sedimentación en el Jurásico – Cretácico (Homovc *et al.*, 1995; Chelotti y Homovc, 1998). Para la génesis de esta inversión tectónica, Selva y Palma (1993) postularon fallas transcurrentes que se propagaron desde el margen activo. Figari *et al.* (1996) propusieron que la sobreimposición de la deformación compresiva sobre la extensiva original generó anticlinales escalonados, primero como pliegues por flexión de falla, que luego evolucionaron por propagación. Los grandes lineamientos longitudinales limitaron bloques que coincidieron con los principales depocentros neocomianos, donde las fallas longitudinales constituyen la reactivación inversa de las fracturas formadoras de cuenca, mientras que las transversales representan límites de zonas de acomodación o transferencia entre hemigrabens (Figari *et al.*, 1998). Somoza *et al.* (1996)

confirmaron el carácter levógiro de la deformación transpresiva regional.

Durante el resto del Mioceno hasta el Pleistoceno las variaciones eustáticas y los períodos de deglaciación controlaron la formación del paisaje, restando señalar una póstuma distensión para el Plioceno-Pleistoceno (Ferello, 1969) manifestada por las efusiones localizadas poco al norte de la Hoja, en las proximidades de la localidad de Sarmiento.

### Descripción de la estructura

Como se dijera anteriormente, la expresión superficial de las estructuras en el ámbito de las Hojas está sumamente subordinada a la cobertura post miocena.

Sólo donde quedan exhumadas las sedimentitas cretácicas, en el ángulo sudoeste del área de estudio, se observan rasgos correspondientes al fallamiento, tanto del distensivo de la apertura de la cuenca, con direcciones predominantes E-O a NO-SE, como del compresivo que generó la inversión tectónica, con direcciones N-S a NNO-SSE. La morfología actual del río Deseado y la ubicación de los cuerpos intrusivos revela la existencia de estos lineamientos.

El más importante, de carácter distensivo, es el lineamiento Las Heras, que con dirección ONO-ESE pasa por la localidad homónima, limita al noreste los cuerpos de los cerros Wenceslao, San Agustín y Romberg y pasa al este y norte del cerro Ochenta y Uno, limitando el área de afloramiento de las sedimentitas cretácicas. Cabe consignar que el Grupo Chubut, aflorante en el cuerpo del cerro Romberg, en el área del yacimiento petrolífero Las Heras, situado pocos kilómetros al noreste del anterior, se encuentra a unos 2000 m de profundidad, lo que habla del importante escalón que significa este lineamiento.

Sobre la costa se observa un fallamiento normal que afectó la cubierta terciaria, de escaso rechazo en superficie pero que se incrementa en profundidad.

Estas fallas distensivas de alto ángulo tienen una dirección predominante E-O y se presentan en paquetes de zonas falladas.

Giacosa *et al.* (2003, 2004) estudiaron el fallamiento terciario en la zona del norte de Comodoro Rivadavia y señalaron, entre otras particularidades, que algunas de estas fallas se conectan en profundidad con el fallamiento profundo de la cuenca; que los ángulos de inclinación, de aproximadamente 80° en superficie, disminuyen hasta los 55° en profundidad, y también destacaron la presencia de relleno mineral en los planos de falla, lo que revela un modo de

fracturación híbrido de tipo cizallante extensional (Sibson, 1990; en Giacosa *et al.*, 2004). El cambio en los espesores depositados en ambos bloques laterales a las fallas sugiere una actividad sinsedimentaria continua y un hundimiento progresivo de los bloques (Giacosa *et al.*, 2003, 2004)

En el ámbito de la Hoja, del Valle (1997) mencionó el trabajo de Ferello (1969), que mapeó algunas fallas extensionales sobre la costa, en cabo Blanco y Fitz Roy, bahía Lángara, punta Olivia y punta Maqueda. Estas fallas acompañan rasgos marcados en la costa, como las puntas Olivia, Maqueda y Márquez, y las dos salientes que encierran la bahía Lángara.

A medida que nos alejamos del centro de la cuenca, las zonas de fallamiento distensivo terciario son menos frecuentes y de menor rechazo.

#### 4. GEOMORFOLOGÍA

En el ámbito de las Hojas 4769-II Colonia Las Heras y 4766-I Bahía Lángara se pueden reconocer cinco grupos de elementos morfoestructurales distintivos.

- Planicies de gravas aterrazadas
- Pedimentos de flanco, litorales o convergentes
- Geoformas volcánicas, lávicas o intrusivas
- Geoformas de acción marina
- Bajos sin salida – Gran Bajo Oriental

##### Planicies de gravas aterrazadas

Los niveles mesetiformes cubiertos por mantos psefíticos, de variable espesor y granulometría presentes en la Hoja Colonia Las Heras, tienen dos génesis principales: una relacionada con paleocorrientes de gravas con escaso o nulo encauzamiento (A) y otra con la generación de varios niveles de depósitos fluviales por parte de los ríos Deseado (principalmente), Senguerr y cañadón Salado a causa de los sucesivos cambios de nivel de base (B).

A. Dentro de este primer grupo está la meseta de la Pampa del Castillo, nivel inicial de los depósitos de gravas aterrazadas antiguas de la paleocorriente del río Chico. Este nivel, que responde a la definición geomorfológica de González Díaz y Malagnino (1984) de “antigua planicie aluvial elevada y disectada” se ubica por encima de los 700 m sobre el nivel del mar, llegando a superar los 750 m en la cúspide de relictos aislados, como el cerro del 12 Grande y la meseta del Cerón Chico.

Tiene una geometría triangular, con su vértice agudo al sudoeste ensanchándose según su eje mayor al nordeste, con suave pendiente al nordeste y al este. Está profundamente disectado, pese a la resistencia de su cobertura, debido a la antigüedad de su levantamiento, en el Mioceno. Esta disección no sólo se evidencia en los bordes de la geoforma, sino que también lo está por el cañadón Salado que lo recorre en sentido sudoeste-nordeste. Este cañadón antiguo revela un basculamiento que lo ha cerrado en ambos extremos. La presencia del cañadón Salado hace que la Pampa del Castillo sólo tome aspecto mesetiforme más al nordeste del cierre norte del citado cañadón, formando hacia el sudoeste dos rosarios de lomadas separadas hasta su vértice.

El otro nivel aterrazado del mismo origen es el correspondiente al nivel más alto de la meseta Espinosa, originada por otro paleocauce poco encauzado con gravas dominantes, el del Lago Buenos Aires – Meseta Espinosa. Este otro nivel, que tiene una altura de más de 250 m, es una planicie ondulada con pendiente al este y sudeste. En su formación estuvo limitado al norte por los pedimentos de flanco que bajaban de la Pampa del Castillo hacia el este. Fue disectado y retrabajado por el río Deseado, con cuyo primer nivel de terrazas fluviales constituye el cuerpo principal de la geográficamente denominada meseta Espinosa. En su lado oriental hacia el mar, la erosión retrocedente lo ha cortado profundamente, generando grandes superficies de pedimentos de flanco litorales y largos cañadones (Quintar, Seco, del Zorro, León, Minerales). En el flanco norte, la apertura del Gran Bajo Oriental provocó la desaparición del primer nivel de pedimentos de flanco, del que sólo quedan relictos, y generó un elemento negativo que comenzó a actuar en el límite norte de este nivel aterrazado y en el primer nivel de terrazas del río Deseado.

B. Los niveles de terrazas fluviales del río Deseado se dividen, según Beros *et al.* (1988), en dos grupos, un conjunto externo y otro interno de terrazas, de acuerdo a que se encuentren vinculados o no con el diseño actual del valle.

El conjunto externo estaría constituido, según la descripción realizada en esta Hoja, por el Nivel I de terrazas, mientras que el conjunto interno lo conformarían los niveles restantes (Niveles II a V).

Cabe destacar aquí la existencia de un importante escalón topográfico entre el nivel de gravas depositadas por el paleocauce del lago Buenos Aires - Meseta Espinosa y el Nivel I de terrazas del río Deseado, así como otro notorio escalón entre esta

última y la primera del conjunto interno (Nivel II). Estas discontinuidades son claramente observables en la imagen satelital, mientras que las diferencias topográficas entre las restantes terrazas son paulatinamente más imperceptibles y se discriminan sólo en las fotos aéreas.

Un trabajo de detalle a lo largo de todo el río Deseado clarificaría el esquema de distribución areal, edades y morfogénesis de estos niveles. La escala de la Hoja sólo permite una aproximación parcial, tanto en la posibilidad de describir niveles como en la integración con otros sectores del río.

Las terrazas del río Senguerr sólo aparecen en el extremo noroeste de la Hoja y fueron descritas con detalle en la vecina Hoja El Pluma (Cobos y Panza, 2001).

Los niveles aterrazados del cañadón Salado aparecen adosados a los laterales de éste, muy cubiertos por sedimentos coluviales y por depósitos aluviales y pelíticos salinizados.

#### **Pedimentos de flanco, litorales o convergentes**

En las Hojas Colonia Las Heras y Bahía Lángara se reconocen dos áreas principales dominadas por los pedimentos de flanco.

El sector con más desarrollo de pedimentos de flanco es el Gran Bajo Oriental. Allí se definieron tres niveles, aunque un estudio geomorfológico detallado en una escala adecuada (1:50.000) casi con seguridad revelaría la existencia de más niveles. En efecto, se estima que los niveles II y III, por lo menos, agrugarían dos niveles cada uno.

El Nivel I, el más antiguo, es un pedimento de flanco litoral que bajaba desde la Pampa del Castillo hacia el mar, formando una extensa superficie inclinada hacia el este, de la que hoy sólo quedan relictos en forma de cordones o mesetas que sobresalen del paisaje en las laderas oeste, norte y este del bajo (cordón de La Escondida, cerro El Matuasto y otros).

Luego están los niveles de pedimentos de flanco convergentes labrados con la apertura del bajo, los niveles II y III. El primero tiene más desarrollo en los flancos oeste, norte y sur del bajo, y el segundo predomina en la parte central del mismo y entre los relictos de los anteriores. La correlación entre los depósitos que cubren el Nivel II de los flancos oeste y norte del bajo con los depósitos similares del flanco sur y este es tentativa, ya que no hay evidencias de que el labrado del Nivel I sea totalmente sincrónico con la apertura del bajo, pudiendo haber empezado antes. Algo similar ocurre con la correlación de los niveles II y III dentro del bajo con los depósitos de

los niveles II y III existentes en el flanco oriental de la meseta Espinosa.

Otro sector importante con predominio de pedimentos es el flanco oriental de la meseta Espinosa. Allí se definió el nivel de pedimento de flanco litoral principal como Nivel II, asimilándolo con el Nivel II del Gran Bajo Oriental, teniendo en cuenta que la meseta se formó previamente a la apertura del bajo, y que el inicio de este último podría haber comenzado en el momento del cambio de nivel de base que interrumpió la depositación de las gravas del paleorío del lago Buenos Aires y comenzó la erosión de su flanco oriental. Algunos estudios (Beros *et al.*, 1988) indicarían que la formación del Gran Bajo es aún más reciente, con lo que el nivel inicial de pedimentos litorales de la meseta sería más antiguo que el Nivel II considerado aquí (nivel inicial de la apertura del bajo). Ésta es otra de las situaciones en que la escala de trabajo llevó a la simplificación.

Estos pedimentos de flanco litorales están disectados profundamente por cañadones que por erosión retrocedente llegan hasta lo alto de la meseta, y en su parte distal forman lomadas elongadas en sentido perpendicular a la costa, que pueden rematar en acantilados de baja altura.

#### **Geoformas volcánicas, lávicas o intrusivas**

Las geoformas volcánicas se encuentran en el cuadrante suroeste de la Hoja Colonia Las Heras, predominando los cuerpos intrusivos y la combinación de cuerpos intrusivos y lávicos sobre las mesetas estructurales lávicas. Estas últimas se encuentran restringidas al basalto superior del cerro Mesa, al basalto del cerro Pico Truncado y al basalto inferior del cerro Mesa.

Cabe destacar que este último basalto podría ser una colada encauzada en un valle fluvial meandroso y constituir en la actualidad una inversión de relieve.

Otros relictos lávicos lo constituyen los pedreros y lomadas que no sobrepasan el nivel de la meseta Espinosa y afloran a lo largo de las laderas del valle del río Deseado.

Entre los cuerpos intrusivos se destacan el cerro Romberg y su continuidad al noroeste hasta el cerro Wenceslao, el dique anular y el dique que lo corta en su extremo sudoeste, y los cerros Silva y Guacho Sur (Fig. 14). En el área comprendida entre los cerros Sirven, Silva y Ochenta y Uno hay una combinación de cuerpos intrusivos y lávicos.

La característica morfológica más saliente es la presencia de deslizamientos rotacionales de las rocas basálticas sobre las sedimentitas cretácicas. El caso



Figura 14. Cerro Guacho Sur, intrusivo básico alcalino.

más conspicuo lo constituye el cerro Ochenta y Uno, donde se llegaron a contar ocho coronas de deslizamiento claramente diferenciables. Otros sectores con importantes movimientos de remoción en masa se encuentran en los cerros Silva, Sirven y Romberg.

### Geoformas de acción marina

Las geoformas de acción marina son principalmente cordones litorales, plataformas de erosión de olas, escasas terrazas marinas y depósitos retrabajados por el mar.

Hay dos niveles principales de cordones litorales (aquí nuevamente la escala atenta contra la posibilidad de un discernimiento más exacto), además del nivel actual. El más joven de los paleocordones está desarrollado a lo largo de casi toda la costa entre la localidad de Caleta Olivia y punta Maqueda. En la mayor parte de su trayectoria, la traza de la ruta nacional 3 está sobre este cordón.

El más antiguo se encuentra en forma de relictos aislados aproximadamente entre los 46° 10' y los 46° 20', a una altura de unos 30 a 35 m sobre el nivel del mar actual, ubicados entre los afloramientos de la Formación Monte León, elongados oeste-este y no entre ellos y el mar como el paleocordón litoral más joven.

El nivel actual de cordones litorales es claramente visible desde la traza de la ruta nacional 3, no sólo el correspondiente al nivel de marea alta, sino que en algunos lugares es observable el cordón de olas de tormenta.

Las plataformas de erosión de olas se encuentran dispersas en muchos lugares de la costa, pero

la mayor extensión areal, tanto a lo largo de la línea costera como en ancho, se puede observar en el extremo noroeste de la Hoja Colonia Las Heras, en los alrededores de punta Maqueda, al norte de la localidad de Caleta Olivia y al sur del puerto de Caleta Paula. En la Hoja Bahía Lángara las mayores expresiones están en las puntas Bauzá y Casamayor. Están labradas sobre las sedimentitas de la Formación Monte León y profundamente disectadas por las corrientes de resaca, mostrando cañadones, cuevas y pozos, algunos de gran tamaño.

Las escasas terrazas marinas son observables en el borde norte de la Hoja, casi en el límite con la provincia del Chubut, formando un pequeño nivel aterrizado sobre los lomos de los acantilados. Otro relicto se halla al sur de bahía Lángara.

El otro elemento morfológico lo constituyen los depósitos marinos de la Formación Caleta Paula, provenientes del retrabajo de antiguos cordones litorales. Constituyen bloques o niveles relicticos formando escalones, apoyados sobre la plataforma de erosión de olas. Estos niveles continuarían en profundidad formando por lo menos tres escalones, de los que sólo el más alto aflora con la marea baja.

Como curiosidad, puede mencionarse que en la ruta nacional 3 se observa un relicto de paleoplaya situado entre lomadas de la Formación Monte León (Fig. 15). Es muy difícil determinar si esta geoforma corresponde al nivel de cordones litorales más antiguo, hipótesis factible por su posición topográfica. Sin embargo, lo aislado del relicto hace muy aventurada esta afirmación, ya que estas formas generalmente no se conservan por mucho tiempo.



Figura 15. Corte de una paleoplaya en la ruta nacional 3, entre las localidades de Comodoro Rivadavia y Caleta Olivia.

### Bajos sin salida - Gran Bajo Oriental

En el ámbito de las Hojas se observan bajos sin salida labrados sobre los niveles mesetiformes cubiertos de gravas. En varios de éstos, como por ejemplo el que se ubica poco al norte de la localidad de Fitz Roy (al sur de la comarca), afloran los depósitos de las formaciones infrayacentes, la Formación Monte León en este caso. Una génesis probable de estas formas estaría vinculada a un mecanismo de inversión de relieve, donde lomas de rocas sedimentarias finas friables no fueron cubiertas por los depósitos de gravas y por lo tanto carecieron de la protección de esa cubierta. Luego, por procesos de erosión eólica fundamentalmente, se erosionaron hasta conformar las depresiones actuales. Otro ejemplo es el bajo donde se ubican los cerros Mesa, Bayo, Puntudo y Puntudo Chico. Estos cerros cubiertos de basaltos son a su vez, inversiones de relieve dentro de un bajo formado por inversión de relieve.

Pero el principal bajo sin salida en el área de estudio es, sin dudas, el Gran Bajo Oriental. Este enorme bajo, cuyas laderas oeste y norte superan los 750 m y su piso está cercano al nivel del mar, tiene una génesis distinta a los demás. Fue labrado sobre la superficie del pedimento de flanco litoral que bajaba desde la pampa del Castillo hacia el mar y está confinado en su flanco sur por la meseta Espinosa. Debe su formación a la destrucción de la red de drenaje

existente sobre este pedimento. Un severo cambio climático modificó las condiciones de escurrimiento al punto de hacerlas casi inexistentes, y entonces los fondos de los canales, cubiertos de sedimentos finos, fueron expuestos a la acción eólica, que vio facilitado su accionar. El continuo levantamiento de la costa patagónica desde el Pleistoceno agravó los procesos erosivos hasta la construcción del enorme bajo actual. La erosión seccionó la cobertura de gravas y las formaciones Santa Cruz, Monte León y Sarmiento, hasta quedar expuestas las rocas de la Formación Río Chico.

## 5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de las Hojas se inscribe totalmente en el contexto de la evolución geológica de la Cuenca del Golfo San Jorge, habida cuenta que su superficie incluye las áreas denominadas Centro de Cuenca, Flanco Sur y el borde oriental de la Faja Plegada.

Gran parte de las rocas involucradas en esta evolución no afloran en el ámbito de las Hojas. Fueron estudiadas con detenimiento mediante la interpretación sísmica y los datos de pozos por su gran importancia económica. En el área de estudio sólo afloran las unidades del Cretácico superior hasta la actualidad.

Los primeros depocentros conocidos se remontan al Carbonífero – Pérmico, cuando se abrieron fosas de génesis trastensional con rumbo NNO vinculadas con la evolución del margen pacífico. Estas condiciones habrían perdurado durante el Pérmico-Triásico, favoreciendo la intrusión de masas graníticas (Ugarte, 1966; Forsythe, 1982; Urien, 1995; en Chelotti, 1997).

Urien (1996) propuso un estilo estructural tipo *basin and range* con una geometría que persistió hasta el Jurásico inferior, incluyendo intrusiones de granitoides, como el perforado bajo la sierra de San Bernardo (Lesta y Ferello, 1972).

Uliana y Legarreta (1999) describieron que durante el Liásico un cuadro de fosas tectónicas con rumbo NNO se extendía desde el centro oeste de la actual provincia del Chubut hasta el centro norte de Santa Cruz. Estas cuencas fueron rellenadas por depósitos de intraplaca, compuestos por areniscas, areniscas tobáceas, fangolitas y limolitas de las formaciones Roca Blanca, Las Leoneras, Mulanguiñeu y similares. Estos depocentros tenían distribución semejante a los existentes en el Triásico. Posiblemente existía una conexión marina con el océano Pacífico a la altura de Río Negro o del sur de Neuquén.

En el ámbito de las Hojas esta secuencia se encuentra en subsuelo sólo en el borde oeste, con facies no marinas a marino litorales.

Este paquete fue sucedido en el Jurásico medio (Bajociano - Bathoniano) por una secuencia volcánico - sedimentaria con marcadas variaciones faciales, que incluye desde facies volcánicas proximales hasta acumulaciones lacustres (Uliana y Legarreta, 1999). Son las ignimbritas ácidas, andesitas, traquibasaltos, brechas, tobas y areniscas asociadas de los grupos Lonco Trapial y Bahía Laura. Según Barcat *et al.* (1989), constituirían el Complejo Volcánico *Synrift*. Durante este período extrusivo continuó la subsidencia en las fosas tectónicas, con acumulaciones de depósitos de taludes volcánicos y abanicos aluviales. La comunicación oceánica pacífica habría desaparecido en este tiempo (Uliana y Legarreta, 1999).

Durante el Jurásico tardío la actividad magmática disminuyó, dando lugar a la generación de un sistema de lagos sometidos a un régimen hidrológico meromítico, con una elevación del nivel de base y un cambio hacia una cuenca más expandida (Uliana y Legarreta, 1999). Esta cuenca tendría su parte más profunda en su porción sudoeste, en el subsuelo de las Hojas El Pluma (principalmente) y Colonia Las Heras.

Estas secuencias del Tithoniano – Neocomiano son las del denominado Grupo Las Heras. Se apoyan sobre el complejo volcánico en fuerte discordancia angular en los bordes de la cuenca y en paraconcordancia en su parte central, por los movimientos de la Fase Intramálmica. Las formaciones que componen este grupo, Pozo Anticlinal Aguada Bandera y Pozo Cerro Guadal, están separadas por una discordancia debida a la Fase Intraalangeana (Barcat *et al.*, 1989).

En la Hoja Colonia Las Heras se localizan, en subsuelo, las facies lacustres profundas al oeste y al sur de la localidad de Las Heras, en tanto que las facies lacustres proximales y marginales de la Formación Anticlinal Aguada Bandera están en el centro y este de la comarca. La cuenca en el Neocomiano temprano (Formación Pozo Cerro Guadal), siempre con extensión NO-SE, fue más reducida, con sus facies más profundas confinadas a un área ubicada contra su margen sudoeste, desde Las Heras al oeste y al sur. Las facies marginales y aluviales no excederían hacia el este la longitud de la localidad de Pico Truncado.

La secuencia denominada Formación Pozo D-129 es la principal generadora de hidrocarburos de la cuenca. Representa una fase de marcada expansión cuencal, relacionada con una subsidencia térmica regional (Uliana y Legarreta, 1999). Está compuesta principalmente por pelitas, tobas y areniscas oscuras, asociadas a lutitas bituminosas y calizas. La sedimentación fue subárea de carácter lacustre en un clima semiárido y en condiciones hidrológicas salino-alcálicas y circulación meromítica (Van Nieuwenhuise y Ormiston, 1989; Fitzgerald *et al.*, 1990; en Uliana y Legarreta, 1999). Las facies lacustres distales se extendían en una franja desde el oeste y sur de Las Heras hacia el este, al sur de la latitud de Caleta Olivia, mientras que las facies proximales se desarrollaban al norte de ésta. El equivalente fluvial – lacustre marginal en el flanco norte de la cuenca es la Formación Matasiete.

Este ciclo, que comprendió desde el Barremiano hasta el Aptiano, finalizó con las fases patagónicas intermedias (Barcat *et al.*, 1989). Fue seguido por secuencias asignadas a desplome tardío en una significativa fase extensional durante el Albiano. Las secciones de posición marginal son esencialmente tobáceas, con desarrollo de paleosuelos (Formación Castillo). Hacia el centro de la cuenca se incrementan las areniscas fluviales, chonitas y fangolitas de la Formación Mina El Carmen.

Estas formaciones constituyen el período inicial del denominado Grupo Chubut, que en el área de estudio ya tiene expresión en superficie. Las condiciones se mantuvieron hasta el Coniaciano, con la depositación del miembro inferior de la Formación Bajo Barreal, en un ambiente de planicies fangosas que progradó a sistemas fluviales.

Los movimientos Patagónicos Principales, aproximadamente a los 90 Ma, en el Turoniano, provocaron el hiato que separa el miembro inferior de Bajo Barreal del miembro superior. Éste repite las condiciones iniciales de sedimentación del miembro inferior, continuándolas hasta su engranaje lateral (según algunos autores habría una paraconcordancia) con la Formación Laguna Palacios. La intercalación frecuente de paleosuelos hacia la parte superior evidencia una sedimentación lenta y espaciada en el tiempo. Si bien varios autores extendieron hasta el Campaniano la edad del Grupo Chubut, la polaridad magnética de las rocas revela que no es más joven que el Santoniano.

A mediados del Maastrichtiano se produjo la primera ingresión atlántica extendida (Malumián, 1999), que depositó, en su estadio regresivo del Daniano temprano, las capas marino – litorales, con rasgos estuáricos y de zonas costeras con manglares, de la Formación Salamanca, sobre una discordancia de tipo regional que las separa del Grupo Chubut. Esta ingresión está limitada al ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, ya que no habría superado por el oeste el umbral de la sierra de San Bernardo.

Este episodio regresivo del mar salamanquense fue escalonado, dando lugar a la depositación de las facies de edad daniana (Legarreta y Uliana, 1994; Sciutto, 1981). A medida que se retiraba el mar, comenzaron a formarse los depósitos continentales de la Formación Río Chico.

Esta formación, en esta zona, está integrada por sus facies tobáceas predominantes, con participación restringida de las facies fluviales arenosas, que son conspicuas hacia el centro del Chubut. La finalización de la depositación de la Formación Río Chico coincidiría con un hiato, marcado por Legarreta y Uliana (1994) en el Paleoceno superior alto.

Un basalto separa en varios sectores de la Hoja esta unidad de la suprayacente Formación Sarmiento. En las cercanías de la localidad de Sarmiento se han datado basaltos que dieron edades de 45 y 46 Ma (Eoceno medio, Lutetiano). Esta edad, más la del basalto del cerro Pico Truncado (33 Ma, límite Eoceno – Oligoceno o piso Rupeliano) acota el

período de depositación de las tobas y tufitas de la Formación Sarmiento al Eoceno superior, favorecidas por una prolongada caída global del nivel del mar (Pascual, 1984), debida probablemente a la formación del casquete antártico (Kennett y Stott, 1990; en Chelotti 1997).

Una nueva serie de efusiones basálticas prepatagónicas (Ferello, 1969; Pezutti y Villar, 1978; Marshall *et al.*, 1977), asociadas a intrusivos basálticos y tescheníticos, tuvo lugar desde el límite Eoceno – Oligoceno al Oligoceno inferior. Ardolino *et al.* (1999) mencionaron un pulso de intrusivos básicos con afinidades alcalinas en torno a los 44 millones de años.

Posteriormente se produjo la ingresión Patagónica, que en el ámbito de las Hojas dejó registros desde el Oligoceno superior al Mioceno temprano, conocidos como Formación Monte León. Esta ingresión fue diacrónica, más tardía hacia los bordes oeste y sudoeste de la cuenca. Bellosi (1995) señaló la existencia de una discordancia erosiva hacia los 20-21 Ma (Aquitano cuspidal), que marcaría el final de la Formación Monte León. Este hecho es atribuible a una caída del nivel del mar (Haq *et al.*, 1987).

Los sedimentos de la Formación Monte León están cubiertos en discordancia por los depósitos continentales de la Formación Santa Cruz a partir del Mioceno inferior alto (Burdigaliano medio). Las edades más jóvenes asignadas a las rocas de esta formación estarían entre los 18 y 15 millones de años.

La inversión tectónica de la cuenca, vinculada con la fase Quéchuica, y una notoria caída del nivel del mar (Haq *et al.*, 1987), interpretada como resultado de un enfriamiento global (Pascual, 1984), provocaron un profundo hiato erosivo en el límite del Mioceno medio al superior (Serravalliano – Tortonian) y el nacimiento del paleorío Chico, que depositó los conglomerados gruesos de la Pampa del Castillo.

A partir de ese momento se sucedieron, hasta el Holoceno, una serie de niveles de agradación y períodos de erosión vinculados con variaciones eustáticas y con períodos de deglaciación. El más importante de ellos es el que originó la paleocorriente de gravas del Lago Buenos Aires – Meseta Espinosa en el Plioceno inferior (3,6 Ma, según Beros *et al.*, 1988). Distintos niveles de depósitos fluviales aterrazados, así como otros aluviales que cubrieron pedimentos de flanco, de cordones litorales marinos, eólicos y de remoción en masa, terminaron de modelar el paisaje observable hoy en las Hojas Colonia Las Heras y Bahía Lángara.

## 6. RECURSOS MINERALES

Los recursos mineros en la Hoja están representados, siguiendo un orden de importancia económica, por minerales energéticos (petróleo, gas y minerales radiactivos), rocas y minerales industriales y, finalmente, minerales metalíferos (Cuadro 2).

Los hidrocarburos (petróleo y gas) definen cuantitativa y cualitativamente el motor económico de una extensa zona, que trasciende los límites del área de trabajo ya que incluye una amplia zona del norte de la provincia de Santa Cruz y del sur de la del Chubut. En cuanto a los depósitos de uranio, sólo existen menciones de anomalías localizadas en afloramientos de rocas sedimentarias cretácicas, ubicadas al sureste de la localidad de Las Heras.

Las rocas y minerales industriales están representados por calizas, que son utilizadas industrialmente en la fabricación de cemento, por arena y cantos rodados empleados principalmente en la construcción edilicia y en caminos y rutas de la región, y por sales, cloruro y sulfato de sodio, cuyo aprovechamiento en las salinas de la región se inició en las primeras décadas del siglo XX. Se menciona la presencia de manifestaciones de nódulos fosfáticos, si bien se desconoce su posible importancia económica.

### 6.1. MINERALES METALÍFEROS

El único indicio de mineralización metalífera corresponde a una manifestación de cobre nativo, con sulfuros y óxidos de cobre, alojada en basaltos del Eoceno inferior, sin perspectivas económicas debido a su reducida dimensión.

#### Cobre

##### *El Changuito*

Esta manifestación de cobre nativo se encuentra ubicada en el borde nor-occidental del Gran Bajo Oriental, aproximadamente a unos 70 km al noroeste de la localidad de Pico Truncado.

La mineralización está alojada en niveles basálticos emplazados por debajo de tobas con intercalaciones de arcilitas y bentonitas de la Formación Sarmiento de edad eocena inferior. Consiste en cobre nativo, cuprita, calcosina, malaquita, calcita y pirita, con una textura en cocarda, con núcleos de cobre nativo recubiertos por cuprita y calcosina.

Por cuenta de la empresa Aluminé, propietaria de la concesión, se realizó un pique con una sec-

ción de 4 m<sup>2</sup> y una profundidad de 7 m como única labor. Carece de importancia económica (Genini *et al.*, 1985).

### 6.2. MINERALES RADIATIVOS

#### Uranio

##### *Laguna Sirven*

Las sedimentitas y piroclastitas cretácicas de las formaciones integrantes de la Cuenca del Golfo San Jorge son consideradas las rocas más fértiles en cuanto a la presencia de mineralización de uranio (Benítez *et al.*, 2002).

Saccone *et al.* (1963) mencionaron que, en reconocimientos realizados en 1959, fueron detectadas dos anomalías radiactivas ubicadas al este de la laguna Sirven, al sur del río Deseado, alojadas en niveles de areniscas y areniscas arcillosas de la Formación Bajo Barreal.

Los valores radimétricos superficiales obtenidos variaron entre 800 y 1200 c/s, con valores químicos de U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> entre 0,01 y 0,23%. Los minerales identificados fueron carnotita, jarosita y meta-autunita.

Benítez y Berizzo (1979) constataron en el terreno las anomalías aéreas ubicadas al este de la laguna Sirven, que denominaron Agrupamiento laguna Sirven. La cobertura en esta zona es muy escasa, ya que el nivel de erosión coincide con el afloramiento actual de los niveles conglomerádicos con contenidos anómalos, que pertenecerían a la Formación Bajo Barreal.

En la zona con mineralización, de aproximadamente 1.000 Ha, sobre un valor de fondo de la comarca circundante de 30 a 40 c/s, se detectaron valores de hasta 1.000 c/s, casi superficiales.

Como fuentes del uranio se indicaron las rocas que fueron extruidas por el arco volcánico pacífico en el Cretácico superior, durante la depositación del Grupo Chubut (Maloberti, 1989). También se mencionaron como posibles proveedoras del uranio las rocas jurásicas de la Formación Chon Aike del Grupo Bahía Laura.

Como rocas hospedantes se encuentran las canalizaciones intercaladas en el ciclo piroclástico, especialmente las ubicadas por debajo de los horizontes tobáceos portadores de mineralizaciones uraníferas, que aparecen en las distintas formaciones cretácicas. Asimismo, se destaca la posibilidad de un enriquecimiento secundario en el mismo horizonte productivo, con movimientos verticales de soluciones de muy corto trecho.

Una hipótesis de trabajo para la prospección de minerales de uranio en esta cuenca sería también la de reconocer la asociación Uranio-Carbonatos (calcretes), que puede encontrarse en formaciones cenozoicas (Benítez *et al.*, 2002).

### 6.3. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

#### Áridos (arenas, gravas y cantos rodados)

En el ámbito de las Hojas hay numerosas canteras de áridos a cielo abierto, algunas de las cuales han sido explotadas desde hace muchos años. Los materiales fueron y son utilizados para distintos fines, tales como construcción, enripiado de rutas nacionales, provinciales y caminos vecinales, e infraestructura vial petrolera. Se señalarán solamente las principales canteras que actualmente están en actividad y son explotadas por algunos municipios. Hay que destacar que el principal uso es en la industria de la construcción.

El canto rodado, o piedra bola, es utilizado como revestimiento, en fundaciones y como relleno de drenes o pozos ciegos.

Las gravas son utilizadas como carga para la elaboración de distintos tipos de hormigones, y las arenas principalmente en la preparación de morteros, entre otras aplicaciones. Estos materiales también son utilizados en la fundación y consolidación de carreteras y en la elaboración de capas asfálticas y pavimentos (Súnico, 2002).

Se extraen estos tipos de materiales frecuentemente de las acumulaciones fluviales aterrazadas, en los distintos niveles aluviales que cubren pedimentos, y en la ribera atlántica.

En la zona costera ubicada al norte y al sur de Caleta Olivia se hizo una explotación descontrolada de estos áridos a partir de los cordones litorales pleistocenos y holocenos, pero hace algunos años esta actividad fue prohibida y las canteras clausuradas por las autoridades provinciales, procediéndose luego a la remediación del paisaje desde el punto de vista del impacto ambiental.

#### Calizas

A partir del año 1959 se inició en la provincia de Santa Cruz la prospección de rocas calcáreas para la producción de cemento y cal. Como resultado, se hallaron algunos bancos calcáreos de origen orgánico ubicados al sudoeste de la localidad de Pico Truncado y en inmediaciones de Las Heras.

El depósito de mayor importancia está situado al suroeste de Pico Truncado, en predios de la estancia

Los Cerros. Durante las décadas de los años 1980 y 1990 se realizaron distintos estudios de pre-factibilidad y de factibilidad para la instalación de una planta cementera en dicha ciudad (Súnico, 2002).

#### Cantera Petroquímica Pico Truncado

El yacimiento se encuentra ubicado sobre la margen izquierda del río Deseado, entre el cerro Pico Truncado y Aguada del Norte, aproximadamente a unos 15 km al suroeste de la localidad de Pico Truncado.

En el año 2001 la empresa Cementera Pico Truncado S.A. solicitó al Instituto de Tecnología Minera del SEGEMAR un nuevo estudio. Ese mismo año se realizó un programa de perforaciones, cuyos resultados permitieron ubicar una reserva de 8.245.000 toneladas, con una ley de 80,01 % de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  y 1,53 % de  $\text{MgO}$ . Súnico *et al.* (2002) mencionaron leyes de 73,1%  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , 3,35 %  $\text{MgO}$ , 1,35 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y 12,75 %  $\text{SiO}_2$ , con 100 millones de toneladas de reservas en un espesor promedio de 14,50 metros.

El encape estéril promedio del área estudiada es de 26 m, con una relación  $\text{m}^3$  de encape por tonelada de caliza de 0,66 (INTEMIN, 2001).

Los afloramientos de rocas calcáreas se pueden seguir a lo largo del valle del río Deseado y están constituidos por dos bancos discontinuos de forma lenticular de calizas organógenas. Angelelli *et al.* (1976) las describieron como una microcoquina compacta poco friable originada por el transporte y depositación de restos de organismos marinos (briozoarios, foraminíferos, moluscos) de edad terciaria, que forma parte de la Formación Monte León, de amplia distribución en la región patagónica.

El banco superior tiene un espesor máximo de 24 m, con mayor contenido de arcillas que el inferior, que tiene una potencia de 15 metros. Entre estos dos bancos se intercalan entre 30 y 35 m de pelitas tobáceas. Cubren a estos materiales las gravas fluviales aterrazadas del río Deseado del nivel I, con un espesor promedio de 13 metros.

Los bancos calcáreos presentan estratificación entrecruzada, con una granulometría de cierta uniformidad (alrededor de 2 mm). Las impurezas principales descriptas son granos de cuarzo, plagioclasa, ortoclasa y minerales de las arcillas (Iglesias, 2002).

El INTEMIN (Maruca, 2000) realizó nuevos estudios para determinar la aptitud del material calcáreo para ser empleado en la elaboración de clinker. En este informe se mencionaron como reservas consolidadas de la primera y segunda etapa 24.330.000 t de caliza, con una ley ponderada de 83,13 % de  $\text{CO}_3\text{Ca}$

y 1,68 % de MgO. Se estimaron 18,24 m de calizas y casi 29 m de espesor promedio de encape, con una relación de 0,954 m<sup>3</sup> de destape por tonelada.

En el segundo semestre del año 2008 finalizó la construcción de la planta de la empresa Petroquímica Pico Truncado y comenzó la producción de clinker y cemento.

#### *Manifestaciones calcáreas en proximidades del cerro Wenceslao*

Se llega hasta ellas a través de los caminos vecinales y huellas de acceso a las baterías de pozos ubicadas en la ladera nororiental del cerro, cuya cumbre se encuentra en la vecina Hoja El Pluma.

Se trata de secuencias arcillosas, con intercalaciones areniscosas y niveles conglomerádicos de composición polimíctica, con clastos de tamaño variable (entre 0,3 y 1,5 cm), y bancos de coquinas en posición subhorizontal, todos pertenecientes a la Formación Salamanca.

Los bancos calcáreos presentan tonalidades castaño amarillentas por la presencia de óxidos de hierro y tienen un espesor estimado entre 2 y 3 metros. Algunos bloques aparecen caídos y deslizados por la pendiente.

#### **Sales**

Se trata de varios cuerpos salinos que se encuentran diseminados en el sector oriental de las Hojas, cuyo aprovechamiento se inició en las primeras décadas del siglo XX. Se clasifican según su componente principal, que es sulfato de sodio o cloruro de sodio, aunque algunas pueden ser incluidas dentro de una categoría específica por estar compuestas por diferentes tipos de sales.

#### *Cloruro de Sodio*

Se reconoce un conjunto de salinas de cosecha de sal común (halita), originadas en cuencas endorreicas que ocupan depresiones topográficas, principalmente en la zona costera. Están vinculadas con antiguas geoformas marinas en las que se produjo la concentración de sales, producto del lavado de las formaciones de origen marino predominantes en el área. Dadas las condiciones climáticas desérticas imperantes, se produce la evaporación de las aguas de escorrentía o de las napas subterráneas (Súnico, 2002).

Estas salinas, cuya explotación y aprovechamiento estuvieron en el pasado estrechamente ligadas a la actividad agropecuaria, motivaron que en el siglo XIX adquirieran un valor comercial

muy elevado, a tal punto que fueron consideradas un recurso estratégico. Posteriormente, a partir del desarrollo de los gases y líquidos refrigerantes, que culminó con la aparición de las grandes cámaras frigoríficas, su valor cayó abruptamente, por lo que algunas se encuentran inactivas (Súnico, 2002).

#### **La Lobería**

Se encuentra ubicada a unos 40 km al norte de Caleta Olivia, en el paraje homónimo, sobre la costa atlántica.

Consiste en un pequeño cuerpo salino (halita) de tan solo 20 hectáreas, que ocupa una depresión cerrada rodeada por elevaciones de poca altura, formadas por afloramientos de rocas de la Formación Monte León. La capa temporaria es de 2 a 3 cm de espesor, blanca en la parte superior y rosada en la inferior.

#### **Cañadón Grande**

Se ubica a 6 km al norte de Caleta Olivia. Es una salina de forma elongada formada principalmente por halita, que cubre una superficie de 60 ha, con algunos sectores no explotables debido a la presencia de un piso muy fangoso. La capa temporaria alcanza unos 2 a 4 cm de espesor y la capa permanente es de 4 a 7 m de potencia. La ley es de 92,73 % de NaCl.

La explotación y aprovechamiento de esta salina se inició en el año 1935 por parte de la empresa La Lobería, que tenía en la ciudad de Comodoro Rivadavia una planta de secado, molienda y envasado de sal para uso doméstico.

#### *Sulfato de Sodio*

Los depósitos de sulfato de sodio están constituidos por estratos de evaporitas fósiles, que se explotaban por arranque de costra y cantereados.

Existen algunos depósitos de cierta importancia económica, que llegaron a ubicar a la provincia de Santa Cruz en un lugar destacado en la producción nacional, fundamentalmente durante la década de 1970.

#### **Florentino Ameghino**

Es una sulfatera localizada en la estancia Tres Lagunas, en inmediaciones de la localidad de Pico Truncado.

El depósito ocupa un bajo sin salida labrado sobre un relieve mesetiforme, el que a su vez se halla conectado a través de un cañadón con una pequeña laguna situada hacia el sur, en la que se deposita cloruro de sodio.

La salina es de forma circular con leve elongación este-oeste, ocupando una superficie de 30 ha,

de las cuales 24 eran explotables. El perfil tipo, en sentido descendente, según Angelelli *et al.* (1976) era el siguiente:

0,00 – 0,07 m Capa de cloruro de sodio temporal  
 0,17 – 0,50 m Capa de sulfato de sodio blanquecino  
 0,02 – 0,12 m Barro pútrido con sales incluidas  
 0,80 – 1,65 m Capa de thenardita

La capa de cloruro faltaba en algunos lugares. La de sulfato, de color blanco pulverulento con escasas impurezas, habría sido intensamente explotada. El manto de thenardita se encontraba en el nivel de las aguas; la estructura era porosa, en parte laminada y contenía un fango oscuro relleno de cavidades, conformando también intercalaciones de hasta 20 cm de espesor. Por debajo se presentaba una capa de barro saturado de sales (Iglesias, 2002).

El análisis de una muestra tomada por los autores mencionados en la pila de acopio habría arrojado los siguientes resultados: insoluble en agua: 2,38 %, Cloruros (Cl<sup>-</sup>): 2,24 %, Sulfatos (SO<sub>4</sub><sup>-</sup>): 56,37 %, Sodio (Na<sup>+</sup>): 31,41 %, Calcio (Ca<sup>+2</sup>): 0,09 %, Magnesio (Mg<sup>+2</sup>): 0,01 %, Potasio (K<sup>+</sup>): 0,02 %, CO<sub>3</sub> en carbonatos: 3,10 %, bicarbonatos: 1,95 % y pérdida a 230 °C: 2,47 %.

Las combinaciones minerales probables eran: cloruro de calcio (0,25 %), cloruro de magnesio (0,04 %), bicarbonato de potasio (0,04 %), cloruro de sodio (3,33 %), sulfato de sodio (83,38 %), bicarbonato de sodio (2,68%) y carbonato de sodio (5,47 %), siendo la ley del yacimiento de 83,38 % de Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> y 3,33 % de NaCl (Angelelli *et al.* 1976).

A mediados de la década de 1980 la empresa que explotó este recurso fue Minera Mantos Blancos S.R.L., y posteriormente la empresa Sulfargentina SAMIC continuó con la explotación con un cierto grado de industrialización, habiendo instalado para ello un horno de secado, molienda y tolvas para embolsado, instalaciones que en el presente se encuentran abandonadas.

Las reservas estimadas por la Dirección de Minería de la provincia para el año 2000 fueron de 300.000 toneladas de mirabilita y 75.000 toneladas de thenardita. En el presente este yacimiento permanece inactivo

### **Fátima I**

Esta sulfatera está ubicada a unos 40 km al norte de Caleta Olivia, al oeste del paraje conocido como La Lobería.

El yacimiento ocupa parte de una cubeta elongada labrada sobre restos mesetiformes de la Formación Monte León, y consiste en una sucesión estratiforme con altos contenidos de sulfatos (mirabilita y thenardita). Los estratos se presentan en superficie con un contenido aproximado del 11% en Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>.

La mena está conformada por un agregado oscuro de mirabilita, cuyos individuos engloban partículas de materiales arcillosos. En los sitios más profundos el espesor de esta capa salina sobrepasa los 3 metros.

El análisis de una muestra tomada en la pila de acopio arrojó los siguientes valores: Insoluble en agua: 2,65 %, Cloruros (Cl<sup>-</sup>): 0,90%, Sulfatos (SO<sub>4</sub>): 30,78 %, Sodio (Na<sub>2</sub>O): 14,70 %, Calcio (CaO): 2,52 %, Magnesio (Mg): 0,03 %, CO<sub>2</sub> en carbonatos: 0,03 %, Pérdida a 180 °C 50,45 % y SO<sub>4</sub>Na<sub>2</sub>: 45,35% (Iglesias, 2002).

Para este yacimiento se estimó oportunamente una reserva para 50 años de actividad minera, en tanto que la Dirección de Minería de la Provincia de Santa Cruz consignó una reserva de 30.000 toneladas para el año 2000 (Iglesias, 2002).

### **Fosfatos**

Hugo *et al.* (1981) y Leanza *et al.* (1984) mencionaron la presencia de fosfatos en la Formación Río Chico, si bien en sectores al norte de las Hojas. Sin embargo, nuevas exploraciones llevadas a cabo por empresas privadas habrían demostrado la continuidad de las estas manifestaciones en el área de trabajo. Se trata de nódulos lenticulares o elipsoidales, que conforman costras de tipo acrecional de color gris morado, alojadas fundamentalmente en niveles de paleosuelos en la parte inferior del Miembro Las Violetas de la Formación Río Chico.

Los citados autores citaron leyes del 15 % al 22 % de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en los nódulos; los principales minerales presentes son fluorapatita e hidroxilapatita.

No se conocen mayores datos acerca de estas manifestaciones, ni tampoco si tienen alguna importancia económica.

### **6.4. PETRÓLEO Y GAS**

Las Hojas Colonia Las Heras y Bahía Lángara están ubicadas en la porción suroriental de la cuenca del Golfo San Jorge, extensa cubeta sedimentaria que se encuentra en la región central de la Patagonia. Abarca la parte sur de la provincia del Chubut y el norte de la de Santa Cruz, así como un sector de la plataforma continental adyacente.

De forma bastante irregular, es una cuenca elongada en dirección este-oeste que tiene una superficie cercana a los 180.000 km<sup>2</sup>, de los cuales una tercera parte está situada costa afuera (Figari *et al.*, 2002).

Sus límites son, al norte el Macizo Nordpatagónico en Chubut, y al sur y suroeste, el Macizo del Deseado en la provincia de Santa Cruz. Hacia el este alcanza un alto estructural de basamento en situación *offshore*, y al oeste llega hasta la cordillera de los Andes. De origen extensional, se desarrolló sobre una corteza continental de edad paleozoica, a partir de una etapa de *rift* en el Jurásico superior.

La columna sedimentaria alcanza un espesor de entre 7.000 y 8.000 m en la parte más profunda de la cuenca, y está constituida principalmente por rocas clásticas, con un alto porcentaje piroclástico. Este importante espesor de sedimentos disminuye progresivamente hacia el norte y hacia el sur, hasta tener pocos cientos de metros, o bien desaparecer en los bordes de la cuenca.

Desde el punto de vista petrolero, es la primera cuenca explotada en la Argentina, y muy importante por su producción de petróleo y gas a partir de la perforación del primer pozo descubridor situado unos tres kilómetros al norte de Comodoro Rivadavia, el 13 de diciembre de 1907. Este pozo, el N° 2 de la entonces División de Minas, Geología e Hidrología del Ministerio de Agricultura de la Nación, fue el que inició la actividad extractiva de hidrocarburos a escala comercial en la cuenca del Golfo San Jorge y en el país.

### Marco geotectónico y evolución de la cuenca

La historia de la cuenca del Golfo San Jorge está relacionada con tres episodios principales: la etapa de *rift*, asociada a la fragmentación del supercontinente de Gondwana y la formación del Océano Atlántico, que comenzó en el Triásico más alto y se incrementó a partir del Jurásico medio a superior (165 a 150 Ma), seguida por la de subsidencia térmica post-*rift* (*sag*) que se desarrolló fundamentalmente en el Cretácico y fue de origen mayormente lacustre y fluvial, y por la etapa de antepaís (*foreland*) en el Cenozoico.

Su formación reconoce un origen tensional relacionado con el desplazamiento de la placa Sudamericana hacia el oeste a partir del Jurásico medio a superior. La sedimentación y posterior colmatación comenzó en el Tithoniano y continuó durante todo el Cretácico y el Cenozoico. Durante el Jurásico más alto y el Neocomiano estuvo conectada en el oeste con el extremo de la cuenca Austral (Barcat *et al.*, 1989).

La evolución tectónica fue condicionada fundamentalmente por lineamientos transtensivos del Paleozoico superior al Triásico, pero fue recién a partir del Jurásico medio que se produjo una etapa de extensión generalizada en la Patagonia, con formación de hemigrábenes rellenos por sedimentos volcanoclásticos y lacustres (Figari *et al.*, 2002).

El relleno sedimentario de la cuenca fue estudiado por numerosos autores, y en particular por Barcat *et al.* (1989), Fitzgerald *et al.* (1990) y Figari *et al.* (2002). Los primeros autores dividieron los depósitos cretácicos en cinco ciclos o secuencias de sedimentación de orden mayor, y se reconocen Megasecuencias, es decir, unidades mayores cuyos depósitos responden a las distintas fases en la evolución de la cuenca, y que están limitadas por discordancias regionales mayores, que a su vez pueden ser subdivididas en unidades menores (Salomone *et al.*, 2002).

### Estructura

Desde el punto de vista estructural, en la comarca en estudio se distinguen en la cuenca del Golfo San Jorge dos zonas bien definidas, una oriental y otra occidental. Las Hojas Colonia Las Heras y Bahía Lángara se encuentran casi en su totalidad en la primera zona (Fig. 16).

La zona oriental, en sección transversal N-S es asimétrica, con su borde septentrional más abrupto que el meridional (Figari *et al.*, 2002). Comprende los llamados Flanco Norte y Flanco Sur, así como gran parte del mayor depocentro, llamado Centro de Cuenca. Predomina aquí la tectónica tensional, que originó un conjunto de bloques de basamento que, junto con su cobertura sedimentaria, descienden escalonadamente hacia la parte central de la cubeta. Las fallas normales, con buzamientos cercanos a los 60°-65°, tienen dirección aproximada ONO-ESE o bien E-O, y tienen gran importancia petrolera porque fueron la vía principal de ascenso de los hidrocarburos. Estas estructuras extensivas principales pasan a lítricas en profundidad. En el Flanco Sur inclinan principalmente al noreste (Figari *et al.*, 2002). El rechazo estratigráfico en estas estructuras, que se mantuvieron activas a lo largo de su historia, aumenta con la profundidad, debido a reactivaciones sucesivas.

Se reconocen en este sector anticlinales muy suaves, con buzamientos inferiores a 3°, también con rumbo dominante este-oeste, que están marginados por un complejo sistema de fallas normales antitéticas, que generaron un conjunto de bloques

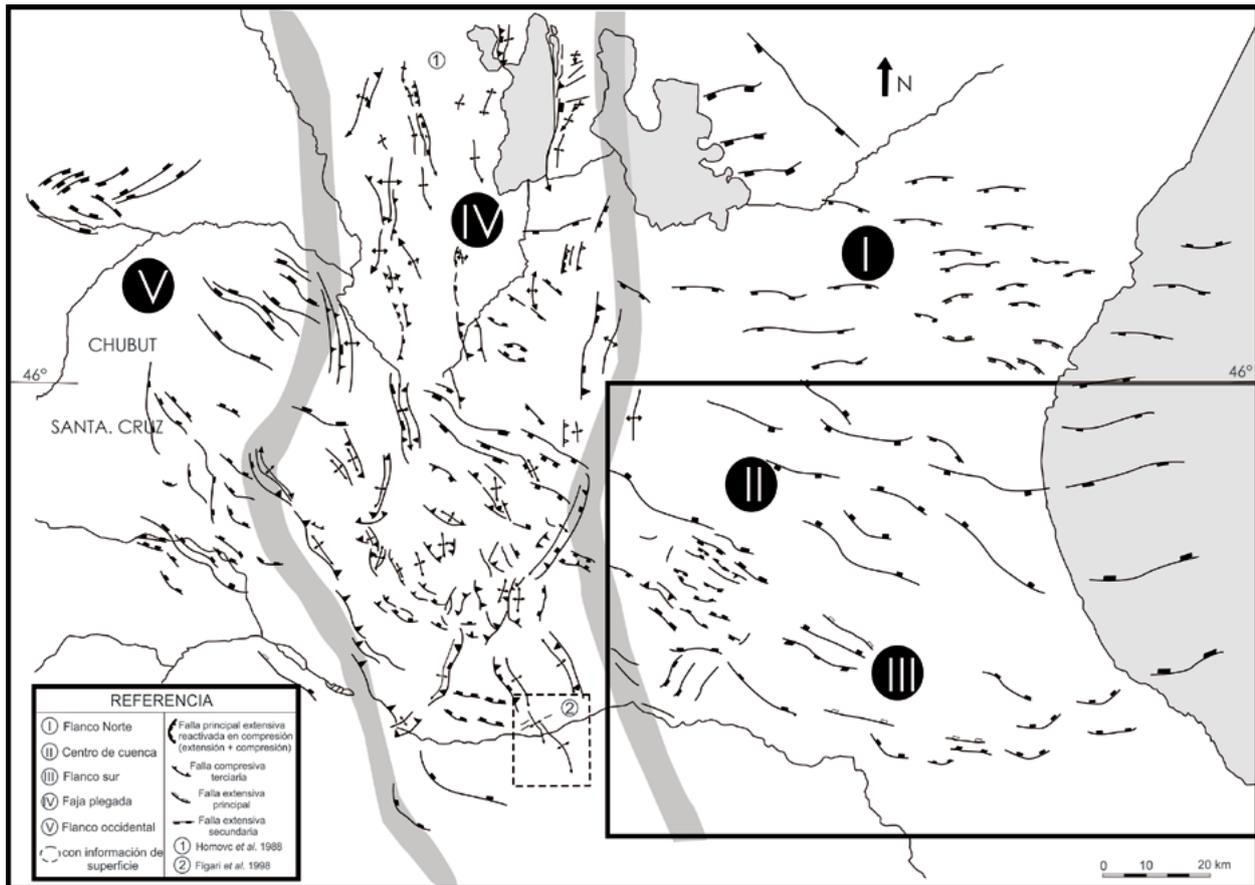


Figura 16. Principales estructuras de la cuenca del Golfo San Jorge, según información sísmica y de superficie, al tope de la Formación Castillo, y ubicación de las Hojas Colonia Las Heras y Bahía Lángara (modificada de Figari *et al.*, 2003).

rotados menores y produjeron los suaves alabeos del Grupo Chubut.

El sector occidental de la comarca corresponde ya a la Faja Plegada, donde se interrumpe el estilo extensional (Figari *et al.*, 2003). Debido a la compresión generada por los movimientos cenozoicos se produjo la inversión tectónica de los antiguos depocentros y de las fallas normales preexistentes. Las fallas mayores son inversas, de alto ángulo en superficie hasta lístricas en profundidad, y de orientación NO y NE. Los anticlinales relacionados en los bloques colgantes son de tipo cajón, con ejes aproximadamente N-S y vergencia tanto al este como al oeste (Figari *et al.*, 2003). Se reconocen fallas de rumbo ONO-ESE transversales a los pliegues, normales o con desplazamiento lateral de los ejes de las estructuras.

#### Estratigrafía de la cuenca del Golfo San Jorge

La estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge se reseña en la figura 17.

El basamento de la cuenca está compuesto por distintas unidades de acuerdo a que parte de ésta se considere. Así, se han reconocido rocas metamór-

ficas, granitos y granodioritas del Precámbrico al Paleozoico inferior, rocas sedimentarias de edad probablemente neopaleozoica, así como sedimentitas y granitoides del Triásico y del Jurásico inferior (Barcat *et al.*, 1989).

Los depósitos correspondientes a la etapa de *rift* incluyen fundamentalmente las secuencias de ignimbritas, tobas y lavas riolíticas del complejo volcánico-sedimentario del Grupo Bahía Laura (y sus equivalentes), del Jurásico medio a superior.

Esta secuencia volcanoclástica fue seguida hacia arriba por las unidades propias de la etapa de *rift* tardío, que tuvieron una distribución de espesores y facies controlado por el movimiento diferencial de las fallas preexistentes (Homovc y Lucero, 2002). Se trata de las pelitas negras lacustres de la Formación Pozo Anticlinal Aguada Bandera, del Tithoniano al Berriasiano, y de las secuencias mayormente arenosas de la Formación Pozo Cerro Guadal (Valanginiano), caracterizadas por influencia marina proveniente del Pacífico, a manera de un gran golfo. Ambas unidades sedimentarias constituyen el Ciclo Neocomiano o Megasecuencia I, de importancia petrolera en el oeste de la cuenca y, en algunos sec-

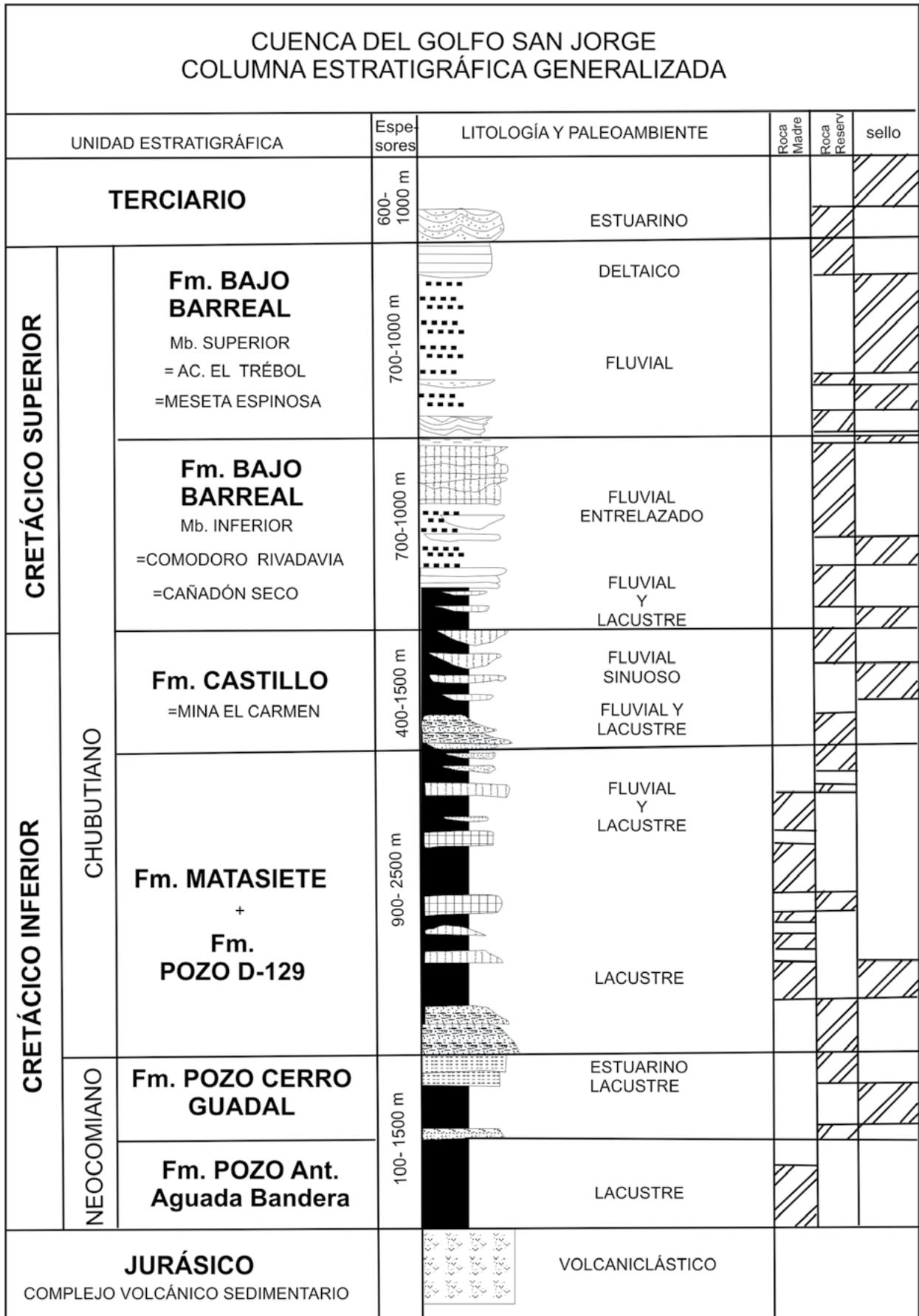


Figura 17. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca del Golfo San Jorge y elementos esenciales de los sistemas petroleros reconocidos (tomada de Figari *et al.*, 2003).

tores, de hasta 3000 m de sedimentitas depositadas en cuencas tipo hemigraben. En la región oriental, en cambio, sólo se formaron pequeñas cubetas con rellenos de poco espesor.

A partir de la Fase Patagónica inicial, a los 121 Ma, entre el Hauteriviano y el Barremiano, se cerró la conexión pacífica y comenzó una etapa de extensión controlada por fracturas ONO-ESE con gran actividad piroclástica.

En consecuencia, y discordancia angular mediante sobre las secuencias neocomianas, se depositaron las unidades correspondientes a la Megasecuencia II, constituida por el Grupo Chubut, del Cretácico (Barremiano a Maastrichtiano). Durante su depositación desapareció toda conexión con el océano Pacífico, con un desplazamiento del depocentro principal hacia el este (Figari *et al.*, 2002). Esta secuencia es enteramente continental, fluvial, lacustre y deltaica, y tiene un espesor de varios miles de metros en su parte central.

El Grupo Chubut, relleno principal de la cuenca en su etapa de *sag*, comenzó en la base con las capas rojas de la Formación Matasiete y su equivalente lateral, la Formación Pozo D-129, principal roca generadora de hidrocarburos en la cuenca, ambas del Barremiano-Aptiano. Esta última es una unidad lacustre formada por potentes espesores de pelitas negras en parte tobáceas, con altos contenidos de materia orgánica, en sus partes más profundas, hasta areniscas, calizas oolíticas y tobas en sus facies proximales. Ambas unidades constituyen el Ciclo depositacional II de Barcat *et al.* (1989).

Por encima se depositaron las areniscas principalmente fluviales de la Formación Castillo, del Albiano a Cenomaniano, con su equivalente en subsuelo en posiciones centrales de la cuenca, la Formación Mina El Carmen, compuesta por pelitas oscuras y tobas con delgadas intercalaciones arenosas. Estas dos formaciones integran el Ciclo III de Barcat *et al.* (1989).

Los depósitos de la Formación Bajo Barreal, correspondientes a un sistema fluvial efímero con cuerpos lacustres someros asociados, y con un gran aporte piroclástico intermitente, incluyen niveles de areniscas y tufitas que forman los más importantes reservorios de hidrocarburos de la cuenca. Esta unidad se subdivide en un miembro inferior (con sus equivalentes en subsuelo, las formaciones Comodoro Rivadavia en el Flanco Norte y Cañadón Seco en el Sur), y un miembro superior, con sus equivalentes, las formaciones Yacimiento El Trébol y Yacimiento Meseta Espinosa en el subsuelo de los flancos Norte

y Sur, respectivamente. En el esquema de Barcat *et al.* (1989), los dos miembros forman los Ciclos IV y V, subdividido en Ciclo IV' para la secuencia inferior y los Ciclos IV'' y V para la superior. Ambos miembros o ciclos estarían separados por la discordancia ocasionada por los movimientos intersenonianos del Santoniano, que dieron por resultado el traslape de la secuencia superior (Ciclo IV'') sobre la inferior como consecuencia de una renovada subsidencia y expansión de la cuenca (Barcat *et al.*, 1989).

En el centro de la cuenca, los espesores máximos medidos para la Formación Bajo Barreal en su conjunto alcanzan los dos mil metros.

Mediante una nueva discordancia angular regional generada por la ingresión marina atlántica daniana de la Formación Salamanca, se depositaron las unidades que constituyen la Megasecuencia III, que incluye todos los depósitos cenozoicos marinos y continentales de las Formaciones Salamanca, Río Chico, Sarmiento, Monte León y Santa Cruz, así como sus diversos equivalentes laterales.

### **Historia de la actividad de la industria del petróleo en el Flanco Sur**

A partir del hallazgo de petróleo en 1907 en la llamada Área de Reserva Fiscal, en niveles basales de la Formación Salamanca del Paleoceno (en el denominado Miembro Glauconítico), la exploración de hidrocarburos y su posterior extracción se desarrollaron en el Flanco Norte de la cuenca, cerca de Comodoro Rivadavia.

Posteriormente continuó la exploración de niveles más profundos, ya del Cretácico superior (Grupo Chubut), con un total de 1.648 pozos hacia el año 1933 (Homovc y Lucero, 2002), así como algunos sondeos de exploración en áreas alejadas, como los pozos "N" en los alrededores de Las Heras, en Santa Cruz, pero en el ámbito de la Faja Plegada.

El Flanco Sur comenzó a ser explorado por compañías privadas desde 1931 y por Yacimientos Petrolíferos Fiscales desde 1938, con una serie de pozos de exploración denominados "O", que resultaron estériles hasta 1941 (Turic y Ferrari, 2000).

Sin embargo, el pozo O-12 perforado en 1944 a 16 km al oeste de Caleta Olivia llegó hasta los 1.613 m de profundidad atravesando numerosas capas de interés. En la más profunda se obtuvieron, por surgencia natural, 100 m<sup>3</sup>/d de petróleo de densidad 0,873, el más liviano encontrado hasta entonces en la cuenca (Homovc y Lucero, 2002). Dos años más tarde se descubrió petróleo en Cañadón Seco (pozos "CS").

En la década de 1950, en el Flanco Sur se habían descubierto los yacimientos Cañadón Seco, Cañadón León, El Cordon, Pico Truncado, Koluel Kaike, El Destino y Cañadón Minerales. La zona era la segunda del país en producción día-pozo, y por la fácil salida del crudo por mar a través del puerto de Caleta Olivia era la de mayores expectativas de extracción (Homocv y Lucero, 2002).

Ya en la siguiente década, se descubrieron los yacimientos El Huemul, productivo en la Formación Cañadón Seco, y Piedra Clavada, en la Formación Bajo Barreal, a 1.800 y 1.550 m de profundidad, respectivamente (Homocv y Lucero, 2002).

**Sistemas petroleros**

Sistema Petrolero es un concepto que integra los elementos y procesos geológicos necesarios para la generación y acumulación de hidrocarburos. Entre los elementos participan, fundamentalmente, la roca madre, la sobrecarga, la roca reservorio, el sello y la vía migratoria. En cuanto a los procesos que intervienen, son la formación de la trampa, la generación de hidrocarburos y la migración, la acumulación y la preservación de éstos.

Todos estos elementos y procesos, en su relación con el tiempo geológico, se bosquejan en cartas de eventos, que definen los distintos sistemas petroleros.

En la cuenca del Golfo San Jorge se han reconocido dos sistemas petroleros principales, con

una zona intermedia en la que coexisten mezclas de petróleos generados en dos intervalos diferentes (Figari *et al.*, 2002, 2003):

- D-129 – Bajo Barreal (!)
- Aguada Bandera – Bajo Barreal (!)

De acuerdo con los mencionados autores, el ámbito geográfico ocupado por las Hojas Colonia Las Heras y Bahía Lángara, en la zona centro oriental de la cuenca, corresponde en su totalidad a los hidrocarburos generados por la Formación Pozo D-129 (Fig. 18).

**Características del sistema petrolero D-129 – Bajo Barreal (!)**

*Roca generadora*

En este sistema, la roca madre de los hidrocarburos son exclusivamente las pelitas negras lacustres con alto contenido de materia orgánica de la Formación Pozo D-129, del Cretácico inferior.

Se trata de potentes espesores de pelitas depositadas en un lago relativamente somero, de gran extensión areal, en un ambiente anóxico, salobre y con influencia carbonática. Hay cambios faciales considerables a areniscas, calizas y tobas en facies proximales hacia los bordes del lago, y se reconoce claramente un patrón de drenaje centripeto. En los

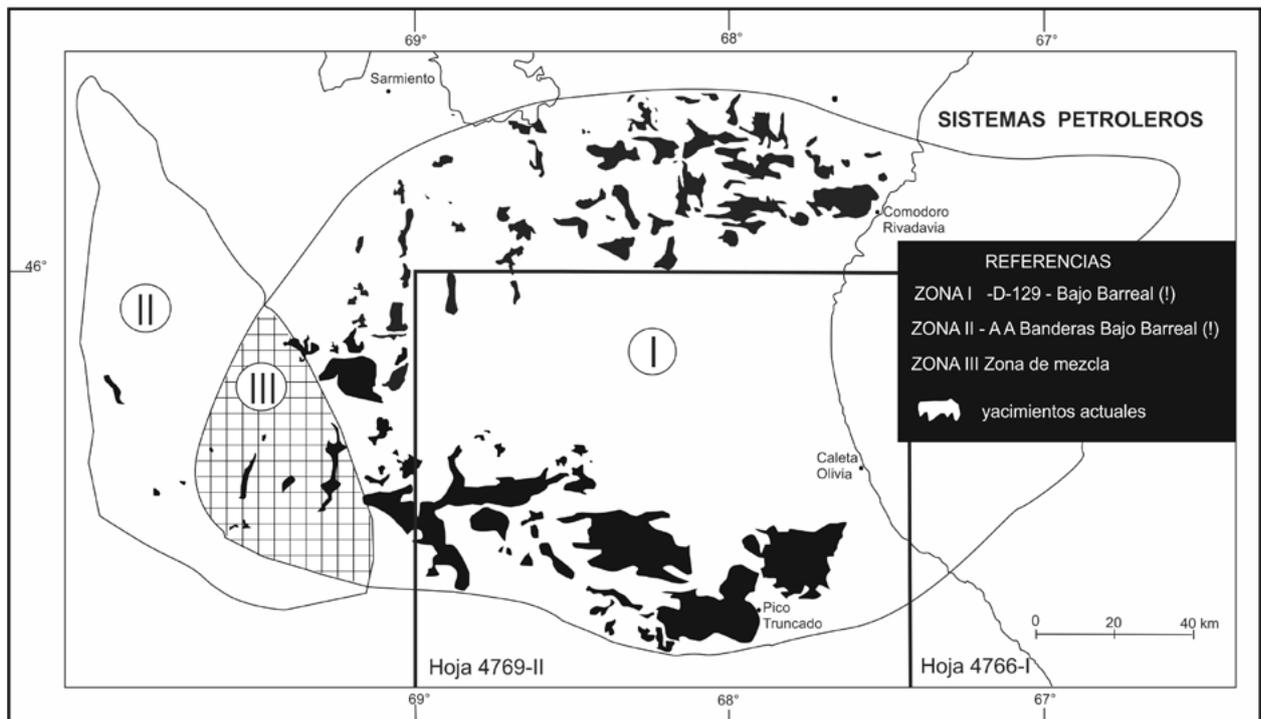


Figura 18. Mapa de ambientes geográficos de los sistemas petroleros de la cuenca del Golfo San Jorge, con la ubicación de las Hojas Colonia Las Heras y Bahía Lángara (modificado de Figari *et al.*, 2003).

momentos de mayor desarrollo del lago (Figari *et al.*, 2002, 2003) se depositaron pelitas negras y calizas oolíticas, mientras que en los momentos de retracción del cuerpo de agua se formaron clásicos gruesos con abundante material tobáceo. Se reconoce materia orgánica algal en las partes más profundas, acumulada en ambientes anóxicos, y mucho mayor aporte terrestre hacia ambos flancos, Norte y Sur.

Contienen carbono orgánico total (COT) de hasta 3 % y los querógenos son de los tipos (I)-II a II/III. (Figari *et al.*, 2002, 2003).

#### Reservorios

Los reservorios más importantes de la cuenca, tanto en distribución y espesor como en producción, corresponden al miembro inferior de la Formación Bajo Barreal, y a los equivalentes laterales en subsuelo, las formaciones Comodoro Rivadavia en el Flanco Norte y Cañadón Seco en el Flanco Sur.

En su conjunto, la Formación Bajo Barreal y sus equivalentes constituyen una secuencia de más de 2.000 m de potencia en el centro de la cuenca, a unos 300 m en los bordes. Se trata fundamentalmente de areniscas y pelitas con marcada participación piroclástica y tobas alternantes.

En el Flanco Sur de la cuenca los reservorios que produjeron mayor cantidad de hidrocarburos corresponden a la Formación Cañadón Seco, siguiendo en importancia los de la Formación Mina del Carmen (equivalente en subsuelo a la Formación Castillo del Grupo Chubut) y, como productores menores, los de la Formación Meseta Espinosa, unidad lateral del miembro superior de la Formación Bajo Barreal descrito en superficie (Salomone *et al.*, 2002).

Los reservorios son paquetes de areniscas y areniscas tobáceas bien seleccionadas, depositadas en un ambiente continental fluvial o de abanicos aluviales en los bordes, producidos por corrientes tractivas o no tractivas, con dos direcciones preferenciales de aporte: transversal y longitudinal al eje de la cuenca. Desde el punto de vista petrolero los reservorios se agrupan en dos eventos clásicos gruesos granodecrecientes: un complejo inferior (Miembro Caleta Olivia) y otro superior (Miembro Cañadón Seco-1), separados por las pelitas del Miembro O-12 (Salomone *et al.*, 2002). Estos grupos de estratos arenosos, localmente llamados "complejos", tienen espesores variables entre 1 y 15 m (promedio 3 a 4 m) y anchos de varios centenares de metros (Fitzgerald *et al.*, 1990; Salomone

*et al.*, 2002). Estos complejos son más conspicuos en el Flanco Sur, donde están aislados por espesos paquetes de pelitas y tobas.

Como reservorios de la Formación Mina del Carmen hay cuerpos arenosos lenticulares delgados y discontinuos, formados en ambientes fluviales de alta sinuosidad situados hacia la parte superior de la unidad, y depósitos clásicos gruesos ubicados en la base (Figari *et al.*, 2002, 2003).

#### Roca sello

En la Formación Mina El Carmen existen numerosos niveles pelíticos que son sellos locales para los cuerpos arenosos lenticulares (Figari *et al.*, 2002, 2003).

Por su parte, dentro de la Formación Bajo Barreal y sus equivalentes, las rocas sello varían notoriamente en sus características según el sector de la cuenca que se considere. Así, para el caso de los yacimientos Cañadón La Escondida, Las Heras y Cerro Doce Grande, entre otros, el principal sello son las arcilitas tobáceas del sector medio de la Formación Bajo Barreal (Miembro O-12 de la Formación Cañadón Seco), que tienen más de 150 m de potencia (Figari *et al.*, 2002; Salomone *et al.*, 2002). En yacimientos como El Destino, Koluel Kaike, El Cordón, Pico Truncado, Cañadón León, Cañadón Seco y Meseta Espinosa es la sección pelítica basal de la suprayacente Formación Meseta Espinosa el sello más importante para la migración.

#### Trampas

En el sector oriental de la cuenca la acumulación y entrapamiento de hidrocarburos se produjo a manera de fajas, siguiendo el arrumbamiento general de las fallas normales regionales y de los suaves pliegues formados entre ellas, con estructuras del tipo *rollover* en el labio bajo, que a veces ocurren también en el labio alto.

Además del factor estructural, es también importante el entrapamiento estratigráfico sedimentario, ya que los niveles de areniscas reservorio no son tabulares sino mayormente lenticulares y suelen estar aislados entre niveles pelíticos impermeables, con una gran heterogeneidad estratigráfica. Es decir, que la mayor parte de las trampas son del tipo combinadas

Por su parte, los bancos arenosos no tienen gran extensión areal y suelen tener marcadas variaciones en porosidad y permeabilidad aún en cortas distancias, por lo que su correlación es compleja y la productividad varía grandemente.

Hacia el oeste domina el entrapamiento estructural, con anticlinales formados por la inversión tectónica de las antiguas fallas normales del *rift*. Se encuentran estructuras tipo espolón en la zona oriental de la faja plegada (Cerro Doce Grande, Estancia Cameron, Cañadón Escondida Oeste) y se deben a que la reactivación tectónica no fue demasiado efectiva (Figari *et al.*, 2002).

#### *Generación, migración y acumulación de hidrocarburos*

De acuerdo con modelados térmicos, se reconoce una historia de generación y expulsión de petróleos prolongada (Salomone *et al.*, 2002). La generación de los hidrocarburos habría comenzado hace cerca de 100 Ma, y se aceptan distintos pulsos tectónicos y de biodegradación. Se estima que continuó hasta la actualidad sólo en los Flancos Norte y Sur, pero no en la Faja Plegada (Figari *et al.*, 2003).

A escala regional, la mayoría de los grandes yacimientos forman una elipse, que se conoce como la “herradura petrolera”, cuya posición se relaciona con la ventana de generación de petróleos de la Formación Pozo D-129 y con la presencia de vías migratorias verticales (Figari *et al.*, 2003).

La migración más eficiente fue esencialmente la vía vertical, a través del sistema de fallas tensionales ONO-ESE, desde el Cretácico inferior hasta el Oligoceno, pero en muchos casos se verifica también migración lateral. Esta última es importante en el sector oriental, a través de bancos areniscosos interconectados, limitados por sellos regionales, de los Miembros Caleta Olivia y Cañadón Seco-1 (CS 1) de la Formación Cañadón Seco (Figari *et al.*, 2002). La migración a lo largo de fallas antitéticas en las últimas etapas determinó que en algunos reservorios se encuentre una importante mezcla de petróleos pesados, antiguos, junto con hidrocarburos medianos y livianos generados en etapas posteriores (Salomone *et al.*, 2002).

En los reservorios de la Formación Cañadón Seco pueden esperarse migraciones laterales de importancia provenientes del centro de cuenca, mientras que en los de la Formación Mina del Carmen, de escasa continuidad lateral, las migraciones fueron probablemente verticales y de corta distancia (Salomone *et al.*, 2002).

#### **Consideraciones finales**

Los yacimientos de hidrocarburos correspondientes a las Hojas Colonia Las Heras y Bahía Lán-

gara responden al sistema petrolero D-129 – Bajo Barreal, mientras que los tipos de entrapamiento predominantes son del tipo combinado, con gran influencia tanto de factores estructurales como estratigráficos.

Para el año 2001 se habían perforado en la cuenca del Golfo San Jorge 5.300 pozos, de los que unos 3.000 estaban en actividad, con una producción diaria promedio de 10.000 metros cúbicos (Homoc y Lucero, 2002).

Para ese mismo año, las reservas remanentes de la cuenca alcanzaban a más de 182 millones de m<sup>3</sup> de petróleo y 47.395 millones de m<sup>3</sup> de gas. En algo menos de un siglo se habían extraído 520 millones de m<sup>3</sup> de petróleo y más de 2,5 TCF de gas, con una producción diaria en 2001 de 42.000 m<sup>3</sup>/día de petróleo y 9,3 millones de m<sup>3</sup> de gas. La producción anual de petróleo para el año 2000 fue de 14,6 MMm<sup>3</sup>, casi un 30 % del total del país (Homoc y Lucero 2002; Figari *et al.*, 2002).

La casi totalidad del petróleo fue extraído de los reservorios de la Formación Bajo Barreal y sus equivalentes (Meseta Espinosa y Cañadón Seco en el Flanco Sur), y sólo un 5 % de los reservorios de las formaciones Mina del Carmen y Salamanca (Miembro Glauconítico).

De la extensión total de la cuenca del Golfo San Jorge, sólo el 35 % de la porción continental oriental se considera en una etapa madura de exploración. En la mayoría de los yacimientos se explotaron con bastante intensidad los niveles productivos más altos, pero aún faltan investigar y desarrollar casi todos los profundos. Además, se han perforado muy pocos pozos en la zona continental del Centro de Cuenca (5.500 km<sup>2</sup>), así como en la plataforma continental adyacente, área que tendría las mismas o similares características que el área vecina *onshore*, pero donde sólo se realizaron 26 sondeos, la mayor parte de ellos en la provincia del Chubut (Sciutto *et al.*, 2000).

La actividad actual y futura está dirigida al estudio de los horizontes más profundos, a la reinterpretación de los yacimientos con nuevas tecnologías y al reinicio de la actividad costa afuera (Turic y Ferrari, 2000). Por su parte, el oeste de la cuenca constituye uno de los últimos desafíos, porque coexisten los dos sistemas petroleros reconocidos, hay nuevos *plays*, como el Terciario, y otros poco investigados, como el Neocomiano (Figari *et al.*, 2003).

N° Indicio	Sustancia	Nombre	Localidad	Coordenadas		Hoja 1:100.000	Litología	Unidad Cartográfica	Edad	Mineralogía	Labores Mineras
				X	Y						
1	Sulfato de Sodio	Fátima I	Caleta Olivia	67° 44' 46" O	46° 05' 40" S	4769 - 6		Depósitos evaporíticos	Reciente	Mrb - The	Cosecha
2	Cloruro de Sodio	La Lobería	Caleta Olivia	67° 38' 45" O	46° 06' 35" S	4769 - 6		Depósitos evaporíticos	Reciente	Ha	Cosecha
3	Cobre	El Changuito	Caleta Olivia	68° 09' 04" O	46° 19' 00" S	4769 - 5	Basaltos	Basaltos eocenos	Eoceno inferior	Cu - Cup - MI Cc - Py	Pique
4	Cloruro de Sodio	Cañadón Grande	Caleta Olivia	67° 34' 13" O	46° 22' 32" S	4769 - 12		Depósitos evaporíticos	Reciente	Ha	Cosecha
5	Áridos	Cantera Municipal LH-A	Las Heras	68° 57' 23" O	46° 31' 59" S	4769 - 10	Gravas - arenas	Dep. fluviales aterrazados	Cuaternario		Cantera
6	Áridos	Cantera Municipal LH-471	Las Heras	68° 55' 13" O	46° 34' 02" S	4769 - 10	Gravas - arenas	Dep. fluviales aterrazados	Cuaternario		Cantera
7	Calizas	Proximidades Co. Wenceslao	Las Heras	68° 58' 37" O	46° 35' 22" S	4769 - 10	Coquinas- arenas y arcillas	Formación Salamanca	Paleoceno-Daniano	Ca	Destapes
8	Calizas	Proximidades Co. Wenceslao	Las Heras	68° 57' 25" O	46° 36' 11" S	4769-10	Coquinas- arenas y arcillas	Formación Salamanca	Paleoceno-Daniano	Ca	Destapes
9	Áridos	Cantera Nicolson	Koluel Kaike	68° 15' 26" O	46° 46' 26" S	4769 - 17	Gravas - arenas	Dep. fluviales aterrazados	Cuaternario		Cantera
10	Sulfato de Sodio	F. Ameghino	Pico Truncado	67° 54' 26" O	46° 46' 26" S	4769 - 18		Depósitos evaporíticos	Reciente	Mrb - The	Cosecha
11	Calizas	Cantera Petroquímica Pico Truncado	Pico Truncado	68° 4' 38" O	46° 50' 34" S	4769 - 17	Calizas coquinoideas	Formación Monte León	Oligoceno-Mioceno	Ca	Cantera

12	Uranio	Laguna Sirven	Las Heras	68° 48' 25" O	46° 51' 46" S	4769 - 16	Sedimentitas y piroclastitas	Formación Bajo Barreal	Cretácico superior	Car - Jar - Maut	Manifestaciones
13	Petróleo		Ea. Cameron	68° 49' 48" O	46° 22' 37" S	4769 - 10	Pelitas	Formación Pozo D-129	Cretácico inferior	Ptr	Pozos de producción
14	Petróleo	La Escondida	Cordón de La Escondida	68° 32' 36" O	46° 28' 30" S	4769 - 10	Pelitas	Formación Pozo D-129	Cretácico inferior	Ptr	Pozos de producción
15	Petróleo		Meseta Espinosa	67° 55' 42" O	46° 30' 04" S	4769 - 12	Pelitas	Formación Pozo D-129	Cretácico inferior	Ptr	Pozos de producción
16	Petróleo	Piedra Clavada	Paraje Piedra Clavada	68° 33' 05" O	46° 33' 10" S	4769 - 10	Areniscas y pelitas	Formación Bajo Barreal	Cretácico superior	Ptr	Pozos de producción
17	Petróleo	Cañadón Seco	Cañadón Seco	67° 37' 18" O	46° 33' 27" S	4769 - 12	Pelitas	Formación Pozo D-129	Cretácico inferior	Ptr	Pozos de producción
18	Petróleo	Cañadón León	Cañadón Seco	67° 42' 55" O	46° 37' 45" S	4769 - 18	Pelitas	Formación Pozo D-129	Cretácico inferior	Ptr	Pozos de producción
19	Petróleo	El Cordón	Pico Truncado	67° 56' 27" O	46° 39' 48" S	4769 - 18	Pelitas	Formación Pozo D-129	Cretácico inferior	Ptr	Pozos de producción
20	Petróleo	El Huemul	Pico Truncado	68° 09' 31" O	46° 40' 18" S	4769 - 17	Areniscas	Formación Cañadón Seco	Cretácico superior	Ptr	Pozos de producción
21	Petróleo	Cañadón Minerales	Pico Truncado	67° 47' 08" O	46° 41' 40" S	4769 - 18	Pelitas	Formación Pozo D-129	Cretácico inferior	Ptr	Pozos de producción
22	Petróleo	El Valle		68° 22' 58" O	46° 43' 43" S	4769 - 17	Pelitas	Formación Pozo D-129	Cretácico inferior	Ptr	Pozos de producción
23	Petróleo		Pico Truncado	67° 37' 31" O	46° 44' 05" S	4769 - 18	Pelitas	Formación Pozo D-129	Cretácico inferior	Ptr	Pozos de producción
24	Petróleo	Pico Truncado	Pico Truncado	67° 56' 24" O	46° 46' 37" S	4769 - 18	Pelitas	Formación Pozo D-129	Cretácico inferior	Ptr	Pozos de producción

Abreviaturas: Ca.: calcita; Cc.: calcosina; Car.: carnotita; Cu.: cobre nativo; Cup.: cuprita; Ha.: halita; Jar.: jarosita; Ml.: malaquita; Maut.: metaautunita; Mfb.: mirabilita; Py.: piritita; Ptr.: petróleo

Cuadro 2. Resumen de indicios y ocurrencias minerales de las hojas geológicas 4769-II Colonia Las Heras y 4766-I Bahía Lángara.

## 7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Son muy escasos los sitios de interés geológico presentes en las Hojas 4769-II Colonia Las Heras y 4766-I Bahía Lángara.

### **Dique anular**

El principal es el dique anular ubicado en el extremo sudoeste del área de estudio, inmediatamente al norte de la laguna Sirven (ver figura 10).

Este dique anular, asignado al conjunto de intrusivos de edad eocena tardía-oligocena, se halla cortado en su sector sudoeste por un pequeño dique tabular que se intruye por una falla noroeste-sudeste que tiene continuidad en la vecina Hoja El Pluma. El dique anular presenta una estructura cónica truncada invertida, con su ápice en profundidad.

Se accede desde la localidad de Las Heras por un camino de ripio que pasa entre los cerros Romberg y San Agustín, cruza el río Deseado por un puente precario de hierro y madera, sube a la terraza fluvial (Nivel I) del río Deseado por la estancia La Angostura y continua en dirección sur pasando entre el cerro Sirven y el dique anular, ya en los campos de José Limonao.

### **Cerro Ochenta y Uno**

Otro sitio cercano de interés es el cerro Ochenta y Uno, que presenta ocho coronas de deslizamientos rotacionales perfectamente distinguibles en la ladera este, aunque toda su circunferencia está rodeada de deslizamientos.

Se accede por la ruta provincial 12 desde la localidad de Pico Truncado, hasta la entrada al establecimiento El Ochenta y Uno.

### **Cerro San Agustín**

Siempre en el ambiente de los cuerpos intrusivos básicos alcalinos, en la ladera este del cerro San Agustín, poco al sur de la localidad de Las Heras, un corte efectuado para el emplazamiento del pozo petrolero LH 682 permite la observación de un punto de intrusión, donde se aprecia la fluidalidad de la roca volcánica. Ésta es vertical en su zona central, rotando a horizontal por encima de un banco de sedimentos tobáceos del Grupo Chubut. Las coordenadas de este punto son 46° 36' 49" de latitud sur y 68° 54' 18" de longitud oeste.

### **Conglomerados de la Formación Caleta Paula**

Sobre la costa, poco al sur del puerto de Caleta Paula, en el predio del CADACE, se pueden observar los depósitos de la Formación Caleta Paula. Este es el lugar donde mejor se observan estos raros conglomerados formados por el retrabajo marino de cordones litorales antiguos.

### **Paleoplaya relíctica**

Para concluir, hay que mencionar el relicto de paleoplaya preservado sobre la ruta nacional 3 a mitad de camino entre la localidad de Caleta Olivia y la punta Maqueda. Estos rasgos son muy difíciles de encontrar ya que raramente se preservan, por los cambios del nivel del mar (ver figura 15).

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, C., 1890. Exploraciones geológicas en la Patagonia. Boletín Instituto Geográfico Argentino, 11 (1): 3-46, Buenos Aires.
- Ameghino, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias, 6: 1-1028, Córdoba.
- Ameghino, F., 1898. Sinopsis geológico – paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina, tomo 1: 111-225, Buenos Aires.
- Ameghino, F., 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent. Anales Museo Nacional Buenos Aires, 15 (3) 8: 1-568, Buenos Aires.
- Andreis, R.N., Mazzoni, M.M., Spalletti, L.A., 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia del Chubut, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (1): 85-103, Buenos Aires.
- Angelelli, V., Schalamuk, I., Arrospide, A., 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. Secretaría de Minería de la Nación. Anales 17: 1-146. Buenos Aires.
- Ardolino, A., Franchi, M., 1993. El vulcanismo cenozoico de la Meseta de Somún Curá, provincias de Río Negro y del Chubut. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 225-235.
- Ardolino, A., Franchi, M., Remesal, M., Salani, F., 1999. El vulcanismo en la Patagonia Extraandina. En Caminos R. (Ed.): Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 579-612, Buenos Aires.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A., Stach, N.H., Zucchi, H.E., 1984. Geología de la región comprendida entre los lagos Musters – Colhué Huapí y la sierra Cuadrada, Departamentos Sarmiento y Paso de Indios, provincia del Chubut. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 2: 263-282.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A., Zucchi, H.E., 1989. Cuenca del Golfo San Jorge. En G. Chebli y L. Spalletti (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6: 319-345, Universidad Nacional de Tucumán.
- Bellosi, E., 1990a. Formación Chenque: Registro de la transgresión patagoniana (Terciario medio) de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 57-60, Buenos Aires.
- Bellosi, E., 1990b. Discontinuidades en la sedimentación litoral patagoniana de la cuenca del Golfo San Jorge (Terciario medio). Actas 3ª reunión Argentina de Sedimentología: 372-377.
- Bellosi, E., 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia central durante el Terciario medio. Boletín de Informaciones Petroleras 44: 50-83, Buenos Aires.
- Bellosi, E., 1998. Depósitos progradantes de la Formación Santa Cruz, Mioceno de la cuenca de San Jorge. 7ª Reunión Argentina de Sedimentología. Actas de Resúmenes: 110-111.
- Bellosi, E., 1999. El cambio climático ambiental de la Patagonia en el Mioceno temprano a medio. Actas 14º Congreso Geológico Argentino, 1:57.
- Bellosi, E., Barreda, V.D., 1993. Secuencias y palinología del Terciario medio en la cuenca San Jorge, registro de oscilaciones eustáticas en la Patagonia. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 76-87.
- Beltramone, C., Meister, C.M., 1993. Paleocorrientes de los rodados patagónicos. Tramo Comodoro Rivadavia – Trelew. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (2):147-152, Buenos Aires.
- Benítez, A., Berizzo, J., 1979. Reconocimiento de anomalías aéreas. Ficha de verificación N°1, Agrupamiento Laguna Sirven, Departamento Deseado. Comisión Nacional de Energía Atómica, inédito.
- Benítez, A., Fuente, A., Gayone, M., 2002. Manifestaciones uraníferas. En Haller, M.J. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15º Congreso Geológico Argentino IV-5: 743-757. Buenos Aires.
- Béros, C., Césari, O., Simeoni, A., 1988. Geología y Geomorfología del Noroeste de Santa Cruz. Tomo II: Geología del Plio-Cuaternario, Geomorfología. Convenio de Cooperación Horizontal, Consejo Federal de Inversiones – Universidad Nacional de la Patagonia. Informe final, Inédito, Comodoro Rivadavia.
- Bertels, A., 1970. Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 25 (4): 495-501, Buenos Aires.
- Biondi, J.L., 1929. Informe del estudio geológico de la región meridional del Valle Hermoso y oeste de Las Heras, escala 1:50.000. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 17 pp., inédito.
- Bonaparte, J.F., De Gasparini, Z.B., 1978. Los saurópodos de los Grupos Neuquén y Chubut, y sus relaciones cronológicas. Actas 7º Congreso Geológico Argentino 2: 393-406.

- Bordas, G., 1943. Contribución al conocimiento de las bentonitas argentinas. *Revista Minera* 14 (1-2): 3-60, Buenos Aires.
- Brandmayr, J., 1932. Informe geológico de la región del Bajo Palangana, Pico Salamanca. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 13 pp., inédito.
- Camacho, H., 1974. Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia. *Anales Academia Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 26: 39-57, Buenos Aires.
- Chelotti, L.A., 1997. Cuenca del Golfo San Jorge en el Cretácico y Terciario: Algunas observaciones desde la interpretación sísmica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 49: 63-82, Buenos Aires.
- Chelotti, L.A., Homocv, J.F., 1998. Estilos estructurales en la zona marginal de la faja plegada de San Bernardo y su relación con los sistemas petroleros, Sarmiento, provincia del Chubut, Argentina. *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 81-86.
- Chelotti, L.A., Vietto, M.E., Calegari, R.J., Bitschene, P.R., 1996. Emplazamiento de cuerpos subvolcánicos de composición básica alcalina en el área Romberg – Wenceslao, Cuenca del Golfo de San Jorge, Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de exploración de Hidrocarburos*, 3: 581-599, Buenos Aires.
- Cobos, J., Panza, J.L., 2001. Hoja Geológica 4769-I El Pluma, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Boletín* 319:1-59, Buenos Aires.
- Darwin, C., 1846. Geological observations on South America. En Escuti, A. 1906. Anexo *Anales Universidad de Chile*, Santiago.
- De Barrio, R.E., 1984. Descripción geológica de la Hoja 53c Laguna Olín (Resumidero), provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 31 pp., inédito.
- De Barrio, R.E., Arrondo, O.G., Artabe, A.E., Petriella, B., 1982. Estudio geológico y paleontológico de los alrededores de la estancia Bajo Pellegrini, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37 (3):285-299, Buenos Aires.
- De Giusto, J.M., Criado Roqué, P., Di Persia, C., 1982. Descripción geológica de las Hojas 51c Meseta San Pedro y 51d Koluel Kaike, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 183 pp., inédito.
- Del Valle, M.C., 1997. Riesgo geológico en poblaciones costeras de la Patagonia. Beca de iniciación, informe preliminar. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Inédito.
- Di Paola, E., Marchese, H., 1973. Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián – desembocadura del río Santa Cruz). Provincia de Santa Cruz. República Argentina. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 3: 207-222.
- Di Persia, A., 1958. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado. 5a campaña. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 27 pp., inédito.
- Doering, A., 1882. Expedición al Río Negro inferior. Informe oficial de la comisión científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro. Tomo 3, Geología, Buenos Aires.
- Ferello, R., 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz norte. *Actas Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 293-310.
- Ferello, R., Tealdi, O.L., 1950. Descripción del perfil general del flanco oriental del anticlinal de la sierra de San Bernardo. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 37 pp., inédito.
- Fernández Gianotti, J.R., 1969. La diabasa de Muzeka y su contenido de níquel, Sierra de San Bernardo, provincia del Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24 (3): 159-171, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1929. Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo de San Jorge. *Anales Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA* 3 (2): 395-488, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia, 3 tomos. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, Buenos Aires.
- Fidalgo, F., Riggi, J.C., 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (4): 430-443, Buenos Aires.
- Figari, E.G., Hechem, J.J., Homocv, J.F., 1990. Arquitectura deposicional de las "Areniscas Verdes" de la Formación Bajo Barreal, provincia del Chubut, Argentina. *Actas 3º Reunión Argentina de Sedimentología*: 130-138.
- Figari, E.G., Cid de la Paz, M.S., Laffitte, G., 1996. Neocomian halfgrabens in the Western San Jorge Basin, Argentina: Petroleum Systems, origin and tectonic Inversion. II AAPG/SVG International Congress and Exhibition, Caracas, Venezuela. *American Association Petroleum Geologist Bulletin* 80 (8): 1289, Tulsa.
- Figari, E.G., Courtade, S.F., Calegari, R., Arroyo E., Constantini, L., 1998. Estructura y estratigrafía del

- Cerro Ballena, faja plegada meridional de la Cuenca del Golfo de San Jorge. *Actas 10° Congreso Latinoamericano y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 1 (1): 18-23.
- Figari, E., Strelkov, S., Laffitte, G., Cid de la Paz, R., Courtade, S.F., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R., Villar, H., 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo de San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Año 16°: 55-90, Buenos Aires.
- Figari, E., Strelkov, E., Cid de la Paz, M., Celaya, J., Laffitte, G., Villar, H., 2002. Cuenca del Golfo San Jorge: síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. En Haller, M.J. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino*, III-1:571-601. Buenos Aires.
- Figari, E., Cardinali, G., Lucero, M., Borderas, M., 2003. Los sistemas petroleros del oeste de la cuenca del Golfo San Jorge. En Cobos, J. y J.L. Panza: *Hoja Geológica 4769-I El Pluma*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Boletín* 319: 75-82, Buenos Aires.
- Fitzgerald, M., Mitchum, M., Uliana, M., Biddle, K., 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 74 (6): 879-920. Tulsa.
- Flores, M.A., 1955. Reconocimiento geológico del río Deseado entre el arroyo Pinturas y la estancia Los Manantiales (Santa Cruz). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 31 pp., inédito.
- Fuller, A.O., 1979. Phosphate occurrences on the western and southern coastal areas and continental shelves of Southern Africa. *Economic Geology* 74:221-231.
- Furque, G., Camacho, H.H., 1972. El Cretácico Superior y Terciario de la región austral del lago Argentino, provincia de Santa Cruz. *Actas 4ª Jornadas Geológicas Argentinas*, 3:61-75.
- Genini, A., Márquez, M., Zubia, M., 1985. Ficha de Evaluación Técnica Proyecto El Changuito. Dirección Nacional de Minería y Geología. Centro de Exploración Patagonia Sur, inédito. Comodoro Rivadavia.
- Giacosa, R., 1998. Hoja Geológica 4766-III y IV Puerto Deseado. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Boletín* 240: 1-72, Buenos Aires.
- Giacosa, R., Franchi, M., Genini, A., 1998. Hojas Geológicas 4772-III Lago Belgrano y 4772-IV Lago Posadas, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Boletín* 256: 1-95, Buenos Aires.
- Giacosa, R.E., Paredes, J.M., Nillni, A., Ledesma, M., Colombo, F., 2003. Fallamiento normal terciario en la Cuenca del Golfo San Jorge. Margen sudatlántico, Patagonia Argentina. *Geotemas* 5: 89-93. Buenos Aires.
- Giacosa, R.E., Paredes, J.M., Nillni, A., Ledesma, M., Colombo, F., 2004. Fallas normales de alto ángulo en el Neógeno del margen atlántico de la Cuenca del Golfo San Jorge (46° S – 67°30' O), Patagonia Argentina. *Boletín Geológico y Minero* V 115 (3): 537-550. Madrid.
- González, R., 1971. Descripción geológica de la Hoja 49c Sierra de San Bernardo, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería. *Boletín* 112: 1-104, Buenos Aires.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Panza, J.L., Rubiolo, D., Fernández, M.I., 1997. Neogene Patagonia plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16 (1): 1–17.
- Hatcher, J.B., 1897. On the Geology of southern Patagonia. *American Journal of Science, Series 4*, 4 (23): 321-354, New Haven.
- Haq, B., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago to present). *Science*, 235:1156-1167. Washington.
- Hechem, J.J., Homocv, J.F., 1987. La relación entre las formaciones Baqueró y Laguna Palacios en el Nesocratón del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (3-4): 244-254, Buenos Aires.
- Hechem, J.J., Homocv, J.F., 1989. Estratigrafía del Chubutiano aflorante al sur del curso medio del río Deseado. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 13 pp., inédito.
- Hechem, J.J., Homocv, J.F., Figari, E.G., 1990. Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, Cuenca del Golfo de San Jorge, Chubut, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 3:173-176.
- Homocv, J.F., Lucero, M., 2002. Cuenca del Golfo San Jorge: marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. En Schiuma, M., G. Hinterwimmer y G. Vergani (Eds.): *Simposio de Rocas reservorios de las Cuencas Productivas Argentinas*, 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas: 118-134, Buenos Aires.
- Homocv, J., Conforto, G., Lafourcade, P., Chelotti, L., 1995. Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion. En Buchanan, J.

- y P. Buchanan (Eds.): Basin inversion, Geological Society Special Publication 88: 225-248. Oxford.
- Hugo, C.A., Leanza, H.A., Mastandrea, O., Oblitas, C.J., 1981. Depósitos fosfáticos continentales en la Formación Río Chico (Terciario inferior), provincia del Chubut, Argentina. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 4: 485-495.
- Iglesias, J.C., 2002. Recursos Minerales: minerales no metalíferos y rocas de aplicación. En Haller, M.J. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, Relatorio del 15º Congreso Geológico Argentino, IV- 4: 729-742. Buenos Aires.
- Ihering, H. Von, 1903. Les mollusques des terrains cretaciques superieures de l'Argentine orientale. *Anales Museo Nacional de Ciencias de Buenos Aires. Serie 3 (2)*: 193-229, Buenos Aires.
- INTEMIN, 2001. Evaluación y cálculo de Reservas de un sector del yacimiento de calizas Pico Truncado. Informe inédito, Instituto de Tecnología Minera, SEGEMAR, Buenos Aires.
- Lapido, O., Pereyra, F.X., 1999. El Cuaternario de la Patagonia extraandina. En Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales 29*: 704-709, Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Spiegelman, A.T., Hugo, C.A., Mastandrea, O., Oblitas, C.J., 1984. Mineralogía y génesis de los fosfatos de la Formación Río Chico, provincia del Chubut. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 7: 292-301.
- Legarreta, L., Uliana, M., 1994. Asociaciones de fósiles e hiatos en el Supracretácico–Neógeno de Patagonia: Una perspectiva estratigráfico–secuencial. *Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 31(3)*:257-281, Buenos Aires.
- Lesta, P., 1969. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. *Anales 4ª Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 187-194.
- Lesta, P., Ferello, R., 1972. Región Extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En Leanza, A. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 601-653. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lesta, P.J., Ferello, R., Chebli, G.A., 1980. Chubut extraandino. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Volumen II: 1307-1387. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Maloberti, A., 1989. Presencia de uranio en rocas volcánicas cretácicas de la región central de la provincia del Chubut. Comisión Nacional de Energía Atómica, informe interno DEE 8-89, inédito. Buenos Aires.
- Malumián, N., 1999. La sedimentación en la Patagonia Extraandina. En Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales 29 (18)*:557-578, Buenos Aires.
- Malumián, N., 2002. El Terciario marino. Sus relaciones con el eustatismo. En Haller, M. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, Relatorio del 15º Congreso Geológico Argentino, I-15:237-244, El Calafate.
- Marshall, L.G., Pascual, R., 1977. Nuevos marsupiales Caenolestidae del "Piso Notohippidense" (SW de Santa Cruz, Patagonia) de Ameghino. Sus aportes a la cronología y evolución de las comunidades de mamíferos sudamericanos. *Publicación Museo Municipal Ciencias Naturales "L. Scaglia"*, 2 (4): 91-122, Mar del Plata.
- Marshall, L.G., Pascual, R., Curtis, G.H., Drake, R.E., 1977. South American Geochronology: Radiometric time-scale for Middle to Late Tertiary Mammal-bearing Horizons in Patagonia. *Science 195*: 1325-1328.
- Martínez, H., 2005. Hoja Geológica 4366-IV Rawson, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, inédito.
- Martínez, H., Nández, C., Lizuaín, A., Dal Molin, C., Turel, A., 2001. Hoja Geológica 4166-II, San Antonio Oeste, escala 1:250.000, provincia de Río Negro, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Boletín 254*: 1-32, Buenos Aires.
- Maruca, E., 2000. Yacimiento de caliza Pico Truncado. Instituto de Tecnología Minera (SEGEMAR), informe inédito, Buenos Aires.
- Mazzoni, M.M., 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (1-2): 60-68, Buenos Aires.
- Mórtola, E., 1923. Rocas alcalinas básicas del sur del Chubut. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología. *Boletín 34 Serie B (Geología)*: 4-56, Buenos Aires.
- Nocioni, A., 1993. Historia de la subsidencia de la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 21-26, Mendoza.
- Nulló, F.E., Combina, A.M., 2002. Sedimentitas terciarias continentales. En Haller, M. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Santa Cruz*. Relatorio del 15º Congreso Geológico Argentino, I-16:245-258, El Calafate.
- Palma, M., 1986. Descripción geológica de la Hoja 53g-h Ría Deseado, Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito.
- Panza, J.L., 1981. Descripción geológica de las Hojas 46e Gran Laguna Salada y 47f Meseta Cuadrada, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional,

- 227 pp., inédito.
- Panza, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e Gobernador Moyano y 54e Cerro Vanguardia. Servicio Geológico Nacional, 197 pp., inédito.
- Panza, J.L., 2002. La cubierta detrítica del Cenozoico superior. En Haller, M. (Ed.): Geología y Recursos naturales de Santa Cruz, Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino, I-17:259-284, El Calafate.
- Panza, J.L., Cobos, J.C., 2001. Hoja Geológica 4769-I Destacamento La María, provincia de Santa Cruz, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 296: 1-115, Buenos Aires.
- Panza, J.L., Genini, A., 2001. Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 258: 1-110, Buenos Aires.
- Panza, J.L., Irigoyen, M.V., 1995. Hoja Geológica 4969-IV Puerto San Julián, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Boletín 211: 1-77, Buenos Aires.
- Panza, J.L., Marín, G., 1998. Hoja Geológica 4969-I Gobernador Gregores, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 239: 1-104, Buenos Aires.
- Pascual, R., 1984. La sucesión de las edades mamífero, de los climas y del diastrofismo sudamericano durante el Cenozoico: fenómenos concurrentes. Actas de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 36: 15-37, Buenos Aires.
- Pascual, R., Odreman Rivas, O., 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoográficos y paleoclimáticos relacionados. *Ameghiniana*, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 7 (3-4): 372-402, Buenos Aires.
- Pascual, R., Odreman Rivas, O., 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos, su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 3: 293-338.
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E., Gondar, D., Tonni, E., 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Comisión de Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires, Anales 6: 165-193, La Plata.
- Pascual, R., Carlini, A.A., Bond, M., Goin, F.J., 2002. Mamíferos cenozoicos. En Haller M. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino, II-11: 533-544, El Calafate.
- Petriella, B., Archangelsky, S., 1975. Vegetación y ambiente en el Paleoceno del Chubut. Actas 1° Congreso Argentino de Bioestratigrafía, 2: 257-270.
- Pezzutti, N.E., Villar, L.M., 1978. Los complejos alcalinos en la zona de Sarmiento, provincia del Chubut. Actas 7° Congreso Geológico Argentino, 2: 511-520.
- Porro, N., Fidalgo, F., 1981. Descripción geológica de la Hoja 39j San Antonio Oeste. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- Quintón Piegas Luna, F., 1995. Evolución geomorfológica y manejo urbano costero en Caleta Olivia, provincia de Santa Cruz. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Inédito.
- Ramos, V.A., 1982. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (1): 23-49, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J., Muñoz, J., 1982. Magmatic Evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*, 18: 411-443.
- Riccardi, A.C., Roller, E., 1980. Cordillera Patagónica Austral. En Turner, J.C.M. (Ed.): 2° Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1173-1306, Córdoba.
- Riggi, J.C., 1978. La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogénica en la estratigrafía de la Formación Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33 (2): 158-171, Buenos Aires.
- Rodríguez, J.R., 1992. Interpretación paleoambiental de la Formación Bajo Barreal (Cretácico tardío) en Estancia Ocho Hermanos, Chubut. Actas Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, 3: 81-88.
- Rodríguez, J.R., 1993. La depositación de las "areniscas verdes" (Formación Bajo Barreal – Cretácico tardío) y sus implicancias tafonómicas. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 194-199. Mendoza.
- Roll, A., 1938. Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras, reimpresión, 15 (163): 17-83, Buenos Aires.
- Saccone, E., Anzulovich, J., Belcastro, H., 1963. Anomalías descubiertas por prospección aérea y terrestre. Período 1957-1963. Zona S Río Chubut y provincia de Santa Cruz. Comisión Nacional de Energía Atómica, informe interno inédito.
- Salomone, G., Biocca, M., Amoroso, A., Arocena, J.C., Ronanduan, G., Guerberoff, D., Palacio, L., 2002. Los reservorios del Flanco Sur. En Schiuma, M., G. Hinterwimmer y G. Vergani (Eds.). Simposio de Rocas reservorios de las Cuencas Productivas Argen-

- tinias, 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, 2002. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 155-174, Buenos Aires.
- Schiama, M., Hinterwimmer, G., Vergani, G., 2002. Simposio de Rocas reservorios de las Cuencas Productivas Argentinas, 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, 2002. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 775 pp., Buenos Aires.
- Sciutto, J.C., 1981. Geología del codo del río Senguerr, Chubut, Argentina. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 203-219.
- Sciutto, J.C., Césari, O., Escribano, V., Pezzuchi, H., 2000. Hoja Geológica 4566-III Comodoro Rivadavia, provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Boletín* 244: 1-53, Buenos Aires.
- Selva, C., Palma, M., 1993. Estructuras transpresivas modernas en el cerro Bayo o Ballena, provincia de Santa Cruz. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3:188-194. Mendoza.
- Simpson, G.G., 1933. Stratigraphic nomenclature of the early Tertiary of central Patagonia. *American Museum Novitates* 644: 1-13, New York.
- Simpson, G.G., 1935. Occurrence and relationships of the Rio Chico fauna of Patagonia. *American Museum Novitates* 818: 1-21, New York.
- Simpson, G.G., 1941. The Eocene of Patagonia. *American Museum Novitates*, 1120: 1-15, New York.
- Somoza, R., Geuna, S., Prezzi, C., Tomezzoli, R., Re, G., Singer, S., Forti, R., Vizán, H., 1996. Susceptibilidad magnética y magnetización de rocas cretácicas de la Cuenca del Golfo San Jorge: Nuevas perspectivas de estudio. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 519, Buenos Aires.
- Spalletti, L.A., Mazzoni, M.M., 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhué Huapí, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34 (4): 271-281, Buenos Aires.
- Súnico, C.A., 2002. La Minería. En Haller, M.J. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino*, IV-I: 665-677. El Calafate.
- Súnico, C., Laurlund, C., Klein Repetto, L., 2002. Producción Minera y Proyectos de interés. En Haller, M.J. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino*, IV-7: 773-781, El Calafate.
- Teruggi, M.E., Rossetto, H., 1963. Petrología del Chubutiano del codo del río Senguerr. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 354: 18-35, Buenos Aires.
- Turic, M., Ferrari, J.C. (Eds.), 2000. La exploración de petróleo y gas en la Argentina: el aporte de YPF. YPF S.A., 178 pp., Buenos Aires.
- Uliana, M., Legarreta, L., 1999. Jurásico y Cretácico de la cuenca del Golfo San Jorge. En Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Geología Argentina, Anales* 29: 496-510. Buenos Aires.
- Urien, C., 1996. Las cuencas del margen continental argentino. *Boletín de Investigaciones Petroleras* 46: 80-84. Buenos Aires.
- Vietto, M.E., Bitschene, P.R., 1994. Geology, petrology and style of emplacement of alkaline basalts at the southern border of the Golfo San Jorge Basin (Central Patagonia, Argentina). *Zbl. Geol. Palaont. Teil I, H 7/8*: 739-752. Stuttgart.
- Vilela, C.R., 1971. Descripción geológica de la Hoja 48c Lago Musters, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería. *Boletín* 113: 1-50, Buenos Aires.
- Villar, L.M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico. *Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 3: 135-156, Buenos Aires.
- Villar, L.M., Pezzutti, N.E., 1976. Contribución a la petrología de las rocas alcalinas básicas de la zona de Sarmiento, provincia del Chubut, República Argentina. *Actas del 1° Congreso Geológico Chileno*, 2: 59-72. Santiago de Chile.
- Viviers, M.C., 1970. Rocas básicas de los cerros Pastel y Puricelli, provincia del Chubut, República Argentina, y los fenómenos de diferenciación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (3): 329-346, Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1969. Problemas del Grupo Chubut (Relatorio). *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 6 (2): 172-180, Buenos Aires.
- Windhausen, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín* 27: 167-320.
- Windhausen, A., 1931. *Geología Argentina. Segunda Parte: Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino*. Ed. Peuser, 646 pp., Buenos Aires.
- Zambrano, J., Urien, C., 1970. Geological outline of the basins in southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research*, 75 (8):1363-1396.

Entregado: Marzo 2005

Validado: Marzo 2006